

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI *FEDERICO II*



DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA, DELL'AMBIENTE E DELLE RISORSE

DOTTORATO DI RICERCA IN
DINAMICA INTERNA DEI SISTEMI VULCANICI
E RISCHI IDROGEOLOGICO-AMBIENTALI

XXVIII CICLO

ANALISI DELLA PERICOLOSITÀ DA EVENTI NATURALI
NELL'AREA NAPOLETANA, ZONA AD ALTO RISCHIO
VULCANICO ED IDROGEOLOGICO

Candidato:
Sergio ROSSANO

Co-Tutor:
dott. Giuseppe MASTROLORENZO

Tutor:
Prof. Paola PETROSINO

ANNO ACCADEMICO 2015/2016

Ad Alessandra, Paolo e Martina

RINGRAZIAMENTI

Desidero ringraziare tutti coloro che mi hanno aiutato nella stesura della tesi con suggerimenti, critiche ed osservazioni: a loro va la mia gratitudine, anche se a me spetta la responsabilità per ogni errore contenuto in questa tesi.

Ringrazio anzitutto il Relatore, prof.ssa Paola Petrosino, oltre che per i preziosi suggerimenti e le indispensabili raccomandazioni, per la grande pazienza e disponibilità dimostrata nei miei confronti. Rivolgo un particolare ringraziamento al correlatore dott. Giuseppe Mastrolorenzo il quale è andato ben oltre il suo semplice ruolo istituzionale dandomi esempi di rettitudine e deontologia professionale, fornendomi fondamentali indicazioni, insegnamenti e consigli nonché supportandomi nei momenti più difficili.

Hanno inoltre contribuito in maniera sostanziale a questo lavoro di tesi la dott.ssa Lucia Pappalardo ed il prof. Danilo Palladino collaborando in modo concreto all'impostazione del lavoro. A loro va il mio più vivo e affettuoso ringraziamento.

Proseguo con la dott.ssa Eliana Bellucci Sessa che ha saputo ascoltare ed interpretare le mie esigenze, procurandomi la base topografica e le informazioni sulle densità abitative e sui limiti comunali utilizzati nelle mappe.

Un ringraziamento particolare va al dott. Zaccaria Petrillo che ha speso parte del proprio tempo per leggere e discutere con me le bozze del lavoro dandomi preziose indicazioni.

INDICE

CAPITOLO 1

I FLUSSI PIROCLASTICI

1.1. - DEFINIZIONI	7
1.2. - ORIGINE DEI FLUSSI PIROCLASTICI	7
1.3. - TRASPORTO E DEPOSIZIONE	9
1.3.1. - DINAMICA DEI FLUSSI DILUITI TURBOLENTI	10
1.3.1.1. - MODELLO DI EVOLUZIONE SOTTOCORRENTE	11
1.3.2. - DINAMICA DEI FLUSSI PIROCLASTICI CONCENTRATI	13
1.3.2.1. - MODELLI VISCOPLASTICI	14
1.3.2.2. - MODELLO DELLO SLIDING BLOCK	14
1.3.2.3. - MODELLO DEL FLUSSO GRANULARE RAPIDO	15
1.4. - STUDIO DEI FLUSSI PIROCLASTICI	15

4

CAPITOLO 2

LA CALDERA DEI CAMPI FLEGREI

2.1. - INTRODUZIONE	18
2.2. - VOLCANIC EXPLOSIVITY INDEX (VEI)	20
2.3. - STORIA ERUTTIVA DEI CAMPI FLEGREI	21
2.4. - I DEPOSITI DA PDC STUDIATI: IMPLICAZIONI PER LA MODELLAZIONE	23

CAPITOLO 3

IL MODELLO COMPUTAZIONALE

3.1. - IL MODELLO FISICO	27
3.2. - LA SIMULAZIONE DEL FLUSSO	29

CAPITOLO 4

STUDIO DEL MODELLO DI APPLICATO AI CAMPI FLEGREI

4.1. - DIPENDENZA DEL MODELLO DEI FLUSSI AI CAMPI FLEGREI DALLA POSIZIONE DELLA BOCCA ERUTTIVA	31
4.2 - DIPENDENZA DEL MODELLO DEI FLUSSI AI CAMPI FLEGREI DAL VALORE DELLO YIELD STRENGHT	33
4.2.1. - DATI DISPONIBILI VALORI DI YIELD STRENGTH	33
4.2.2. - SIMULAZIONI	34
4.3. - DIPENDENZA DEL MODELLO DEI FLUSSI AI CAMPI FLEGREI DALLA VISCOSITÀ	36
4.4. - DIPENDENZA DEL MODELLO DEI FLUSSI AI CAMPI FLEGREI DALLA VELOCITÀ INIZIALE	38
4.5. - DIPENDENZA DEL MODELLO DEI FLUSSI AI CAMPI FLEGREI DALLA DENSITÀ DEL FLUSSO	39
4.6. - DIPENDENZA DEL MODELLO DEI FLUSSI AI CAMPI FLEGREI DALLO SPESSORE DEL FLUSSO	40

CAPITOLO 5

LE SIMULAZIONI

5.1. - I DATI DI INPUT: BOCHE ERUTTIVE	42
5.2. - BASE GRAFICA CON TOPOGRAFIA, CONFINI COMUNALI E DENSITÀ ABITATIVA	44
5.3. - I DATI DI INPUT: PROPRIETÀ DEI PDC PER I DIVERSI SCENARI DI VEI	47
5.4. - RISULTATI	48
5.4.1 - LE PROBABILITÀ	49
5.4.2 - LE SOVRAPPRESSIONI DINAMICHE	55

CAPITOLO 6

DISCUSSIONE

6.1. - PRIMI RISULTATI	61
6.2 – ULTERIORI CONSIDERAZIONI	63
6.2.1.- CRITICITÀ CIRCA LA POSIZIONE DEL PUNTO DI EMISSIONE (VENT)	64
6.2.2.- EFFETTO CANALE	65
6.2.3.- BARRIERE NON EFFICACI	68
6.3. - CONCLUSIONI	70

CAPITOLO 7

I FLUSSI SECONDARI AL VESUVIO

7.1 - ALLUVIONI, COLATE DI FANGO E FRANE	73
7.2 - LA PERICOLOSITÀ DA FLUSSI SECONDARI	77

BIBLIOGRAFIA	79
--------------	----

CAPITOLO 1

I FLUSSI PIROCLASTICI

1.1. - DEFINIZIONI

I *flussi piroclastici* o *correnti piroclastiche* (spesso abbreviate con **PDC** - Pyroclastic Density Currents) rappresentano le manifestazioni più immediatamente distruttive dell'attività vulcanica esplosiva. Essi consistono in dispersioni multifase di gas e piroclasti (fumo-nebbie) che, guidate dalla gravità, scorrono ad alta velocità rasenti il terreno. Al di là di questa definizione generale, essi comprendono un ampio spettro di fenomeni eruttivi, di trasporto e deposizione. Sulla base della concentrazione di particelle solide (piroclasti) e del regime di flusso dominante, vengono tradizionalmente distinti due termini estremi: 1) flussi diluiti (ossia a bassa concentrazione di piroclasti) e turbolenti, o “*surge piroclastici*” (*pyroclastic surge*); 2) flussi ad alta concentrazione, non-turbolenti, o “*colate piroclastiche*” (*pyroclastic flow*). Anche se si tratta di un'utile schematizzazione, bisogna tener presente che in effetti possono aver luogo cambiamenti nelle dinamiche di flusso, nei meccanismi di supporto dei piroclasti e nelle modalità di messa in posto anche nell'ambito di singole correnti piroclastiche, sia temporalmente che lungo il percorso, in funzione della distanza dal punto di origine e della topografia del substrato. Inoltre, persino porzioni diverse di una stessa corrente piroclastica possono essere caratterizzate da concentrazioni e regimi di flusso significativamente diversi in un dato luogo e in un dato momento.

Vediamo, sia pur in maniera semplificata, gli aspetti salienti riguardanti l'origine, il trasporto e la messa in posto dei flussi piroclastici, alla luce dei più recenti modelli concettuali della vulcanologia fisica e dei criteri interpretativi dei depositi sul terreno. (vedi, Sparks 1976, Fisher 1979, Sheridan 1979, Valentine 1987, Branney and Kokelaar 1992, Druitt 1998, Anilkumar et al. 1993, Palladino and Valentine 1995, Palladino and Simei 2002).

1.2. - ORIGINE DEI FLUSSI PIROCLASTICI

I flussi piroclastici derivano da un'attività vulcanica con stili, intensità e magnitudo eruttive, nonché composizioni magmatiche, ampiamente variabili. Sono infatti prodotti nel corso di eruzioni esplosive a carattere sia magmatico che idromagmatico, alimentate da magmi subalcalini

(da basaltici a riolitici) o alcalini (sodici e potassici) nei più diversi contesti geodinamici; possono essere legati all'estrusione di domi lavici di modesta cubatura o a colonne pliniane di decine di km di altezza e possono sfociare in collassi calderici catastrofici (*vedi*, Walker, 1983, Fisher and Schmincke 1984; Cas and Wright 1987). Di importanza rilevante sono inoltre i flussi vulcanoclastici secondari (fra i quali i *lahar*), che spesso accompagnano o seguono anche dopo molto tempo l'attività eruttiva.

Mantenendo per semplicità la suddivisione iniziale, passiamo ad esaminare le modalità di origine dei flussi diluiti. Distinguiamo i *base surge*, che rappresentano il tipico prodotto delle eruzioni idromagmatiche e che si originano direttamente al cratere da attività esplosiva a carattere tipicamente impulsivo (ad es. nei coni di tufo da attività surtseyana, *maar* e anelli di tufo), ed i *lateral blast*, flussi derivanti da esplosioni orientate che hanno luogo al cratere (ad es. per condizioni di flusso strozzato in uscita dal condotto) o conseguenti a forti decompressioni del sistema magmatico per collasso parziale gravitativo dei fianchi di un edificio vulcanico (famoso il caso del Mt. St. Helens nel 1980). In questi ultimi casi sono state osservate velocità delle nubi piroclastiche diluite e turbolente fino a 150 m/s. In genere, le distanze raggiunte variano da pochi km per i *base surge* fino a poche decine di km per i *lateral blast*.

Un'altra categoria di flussi diluiti comprende i *ground surge* e gli *ash cloud surge*, rispettivamente prodotti al fronte turbolento (ad es. per ingestione di aria esterna) o per elutrazione di materiale fino all'interfaccia superiore colata piroclastica-atmosfera, con formazione di una nube cineritica (*ash cloud*), sovrastante la valanga basale più concentrata e grossolana, e successivo scorrimento per contrasto di densità con l'ambiente esterno.

Il collasso parziale, gravitativo o esplosivo, di domi lavici (come ad es. osservato alla Montagna Pelee, al Merapi e all'Unzen) produce le cosiddette *nubi ardenti* (o *block and ash flow*; Fig. 1.1), costituite da una porzione basale ad alta concentrazione, che fluisce controllata dalla topografia, ed una porzione superiore diluita e turbolenta (un esempio di *ash cloud* appena menzionata), meno soggetta al controllo topografico. In genere il volume di queste correnti piroclastiche è molto limitato ($\ll 1 \text{ km}^3$) e le distanze raggiunte sono al massimo di pochi km, in relazione ai pendii dell'edificio (Palladino and Simei 2002).

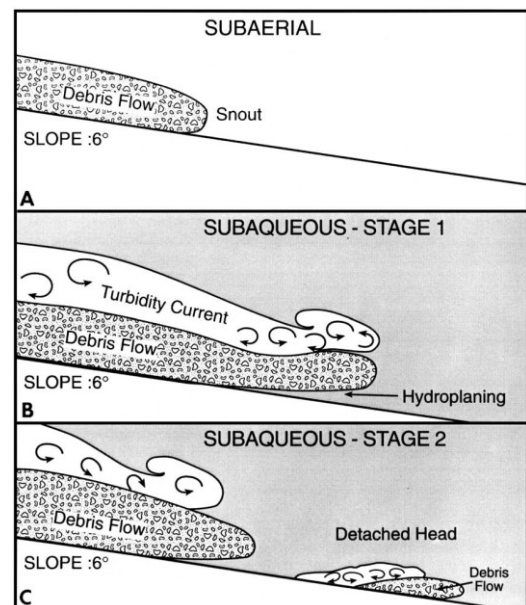
Il meccanismo più importante per la produzione di flussi piroclastici, anche di magnitudo elevata, è senza dubbio legato alla dinamica delle colonne pliniane (Fig. 1.1), che sotto certe condizioni (controllate da ampiezza del condotto, tasso eruttivo, velocità in uscita al cratere, contenuto in volatili essoluti) evolvono da un regime convettivo a un regime collassante, eventualmente

attraverso un regime di transizione o alternato. Il collasso della colonna può essere parziale o generalizzato ed originare flussi piroclastici per singolo impulso (*single pulse*) o per alimentazione continua (*continuous feeding*), con durata da pochi minuti a diverse ore. Il caso di una colonna collassante, con formazione di un flusso piroclastico da un getto turbolento di gas e piroclasti da altezza relativamente modesta (*low fountaining*) può sfumare a modalità di trabocco direttamente al cratere (*boiling over*). In ogni caso è ragionevole considerare i flussi all'origine come diluiti e turbolenti, essendo la densità della nube eruttiva al momento del collasso di poco superiore a quella atmosferica. Tuttavia si ritiene che con la distanza possano evolvere a correnti di sospensione stratificate per densità, con possibile sviluppo nelle porzioni inferiori di *underflow* concentrati (colate piroclastiche), come descritto più avanti.

I flussi così prodotti (*scoria flow*, *ash flow*, *pumice flow*) possono raggiungere distanze da pochi km ad oltre 100 km, con velocità osservate di 10-60 m/s per eventi di scala moderata, temperature di messa in posto da <100°C a diverse centinaia di °C e volumi di depositi da <1 a >1000 km³ (Palladino and Simei 2002).

1.3. - TRASPORTO E DEPOSIZIONE

Nelle correnti piroclastiche diluite, ove per diluite si intende che la concentrazione in particelle solide è tipicamente nell'ordine delle unità % in volume, il trasporto è guidato dal movimento della fase “fluida” (composta da gas vulcanici, aria ingerita, acqua superficiale, cenere fina) in risposta al contrasto di densità con il fluido ambientale (*fluid gravity flow*), oltre al caso particolare di una spinta supplementare dovuta ad un'eventuale sovrappressurizzazione iniziale (*lateral blast*). In questo scenario, che presenta significative analogie con le correnti di torbida, il regime di flusso è essenzialmente turbolento ed il meccanismo di supporto principale delle particelle è dato dalla sospensione, assicurata dai vortici connessi alla turbolenza stessa del fluido; data la bassa concentrazione, le interazioni fra i piroclasti in sospensione sono trascurabili. («sediment gravity Xows»; Hsü 1989)



Ten turbidite myths G. Shanmugam (2002)

Nel caso delle correnti piroclastiche ad alta concentrazione (tipicamente nell'ordine di qualche decina % in volume), è il moto dei piroclasti in risposta alla gravità a far muovere il fluido interstiziale (*sediment gravity flow*). In questo scenario, che presenta analogie con i *granular flow* o *debris flow* di origine non vulcanica, il sistema di trasporto è dominato dalle interazioni fra le particelle solide; l'elevata concentrazione ostacola l'insorgere di un'efficace turbolenza su ampia scala ed il trasporto è essenzialmente laminare.

1.3.1. - DINAMICA DEI FLUSSI DILUITI TURBOLENTI

Per quanto riguarda i flussi diluiti e turbolenti di magnitudo da piccola a moderata (*base surge* e *lateral blast*), essi possono essere trattati come correnti di sospensione. Le loro modalità di trasporto e deposizione, che abbiamo detto presentano significative analogie con le correnti di torbida, si possono ritenere sufficientemente ben conosciute (*vedi*, Valentine 1987, Sohn and Chough 1989, Fisher 1990, Druitt 1992, Cole and Scarpati 1993, Dellino and La Volpe 2000). Il regime di flusso viene definito dai seguenti parametri adimensionali:

il **Numero di Reynolds** $Re = \rho h v / \eta$ (ρ densità del flusso, h spessore, v velocità, η viscosità), definisce le condizioni per un regime di flusso laminare ($Re < 2000$ circa per un flusso canalizzato) o turbolento ($Re > 2000$);

il **Numero di Richardson** $Ri = g h \Delta \rho / \rho v^2$ (g accelerazione di gravità, $\Delta \rho$ contrasto di densità con il mezzo circostante), definisce le condizioni per un regime subcritico ($Ri > 1$, ossia flussi relativamente lenti e spessi), critico ($Ri = 1$) o supercritico ($Ri < 1$, flussi relativamente rapidi e poco spessi);

il **Numero di Froude** $Fr = v / \sqrt{g h}$ (con significato analogo a Ri : $Fr < 1$ regime subcritico, $Fr = 1$ critico, $Fr > 1$ supercritico);

il **Numero di Rouse** $Pn = v_t / b v^*$ (v_t velocità terminale di caduta della particella, $b \approx 0.4$, v^* *shear velocity*, funzione della velocità del flusso *freestream velocity*), definisce un criterio per la sospensione di un singolo piroclasto da parte della turbolenza del flusso: per $Pn < 2.5$ il piroclasto può essere mantenuto in sospensione; per $Pn > 2.5$ il piroclasto non può essere sostenuto in

sospensione e andrà quindi ad alimentare il trasporto sul fondo della corrente (per trazione, saltazione, ecc.) o sarà deposto.

Una corrente piroclastica in generale sarà caratterizzata, a partire dal momento della sua formazione, da un ampio intervallo di granulometrie e densità dei piroclasti (vale a dire di Pn), in relazione ai processi di frammentazione magmatica, erosione del condotto, selezione all'interno della nube eruttiva, ecc. Pertanto, in una singola corrente, possono coesistere diversi meccanismi di supporto dei piroclasti, che saranno inoltre soggetti a variazioni spazio-temporali in relazione alla capacità e competenza del flusso, a loro volta legate a massa ed energia della corrente e al regime di flusso.

1.3.1.1. - MODELLO DI EVOLUZIONE SOTTOCORRENTE

Passiamo ad esaminare la possibile storia evolutiva di una corrente piroclastica. Al momento e nel luogo di origine, il flusso si presenta fortemente eterogeneo nei suoi componenti, diluito e vigorosamente turbolento. Nelle fasi iniziali/prossimali del trasporto laterale, il flusso attraversa dapprima un'area di *by-pass*, nella quale possono eventualmente prevalere i processi erosivi su quelli deposizionali. Quindi si verifica la rapida sedimentazione, direttamente dalla sospensione, dei piroclasti con $Pn \gg 2.5$, che dà luogo a depositi di brecce grossolane, caotiche, ricche di litici, non gradate o a gradazione tendenzialmente diretta.

Con il procedere del trasporto, il flusso va organizzandosi, sviluppando una stratificazione interna per densità (gradiente verticale di concentrazione), in relazione al Pn dei piroclasti: quelli con $Pn \ll 2.5$ vengono tenuti in sospensione nelle porzioni medio-superiori del flusso, mentre quelli con Pn più elevato tendono a concentrarsi inferiormente nella sospensione, per poi abbandonare la stessa e costituire il carico di fondo (Valentine 1987).

La sedimentazione del carico di fondo da un sistema trattivo (trazione semplice o tappeti di trazione) produce tipicamente depositi stratificati, con laminazione piano-parallela, ondulata ed incrociata, dune a basso angolo, livelli a gradazione inversa (Lowe 1982, 1988; Todd 1989; Sohn 1997). In un determinato sito, la corrente passa lasciandosi dietro un sottile livello di sedimento. In tal modo, nel corso della durata del fenomeno, il deposito relativo si costruisce per aggradazione progressiva. Localmente può avvenire la segregazione di un flusso basale concentrato (*underflow* Druitt 1998) ed il suo distacco dalla corrente genitrice. Un tale flusso può percorrere indipendentemente distanze relativamente brevi, sotto il controllo della topografia.

Con la distanza dal punto di origine, la corrente piroclastica subisce una decelerazione (e quindi una diminuzione della competenza), divenendo progressivamente più diluita a seguito di ingestione di aria e perdita di materiale solido per elutriazione delle particelle fine e sedimentazione del carico di fondo. Ciò infine conduce ad un esaurimento del trasporto laterale e ad una risalita della nube per galleggiamento nell'atmosfera (nube "fenice"), una volta invertito il contrasto di densità.

In generale, i flussi turbolenti, diluiti ed espansi (con elevato spessore), presentano attitudine a sormontare ostacoli topografici, almeno per quanto riguarda le porzioni superiori, mentre le loro porzioni inferiori più concentrate vengono bloccate o deviate. Inoltre evidenze geologiche ed osservazioni dirette testimoniano come tali flussi siano in grado di scorrere sull'acqua, attraversando specchi lacustri o bracci di mare (Fig. 1.1).

È bene sottolineare che, per questo tipo di correnti piroclastiche, a differenza di quelle ad elevata concentrazione, lo spessore e l'organizzazione interna del flusso non ha nulla a che vedere con lo spessore e la struttura del deposito corrispondente. In diversi casi, gli effetti di una corrente piroclastica sul paesaggio naturale ed antropico registrano il passaggio di un flusso espanso fino a notevoli altezze, a fronte di uno spessore di deposito molto limitato (Fig. 1.1).

12

Nella letteratura vulcanologica è ancora aperto il dibattito sull'applicabilità dello scenario evolutivo ora delineato alla dinamica delle correnti piroclastiche di magnitudo intermedia-grande, come quelle derivanti dal collasso di colonne pliniane o per trabocco. (Palladino and Simeì 2002). In effetti, anche in questi casi è verosimile che le correnti inizialmente prodotte siano diluite e altamente turbolente. Un possibile modello generale che sembra conciliare evidenze di terreno, osservazioni dirette e aspetti teorici, talora apparentemente in contrasto, contempla la segregazione, da correnti di sospensione stratificate, di *underflow* concentrati e non turbolenti (*pyroclastic flow*) più o meno voluminosi, ai quali, a seconda dei casi, andrebbe attribuito un ruolo predominante sul trasporto a distanze considerevoli o soltanto subordinato alla scala locale.

In taluni casi (Montserrat 1997) si è osservato come correnti diluite e turbolente, derivanti dal collasso di colonne eruttive, abbiano percorso un paio di km lungo i fianchi del vulcano, per poi dar luogo a nubi in risalita convettiva ("fenici"); nel contempo, dal fronte delle correnti è stata osservata la segregazione di *underflow* concentrati che hanno proseguito per oltre 4 km. Nel caso dell'eruzione del Pinatubo 1991 le correnti di sospensione si sono arrestate entro 10 km dal

cratere, mentre gli *underflow* densi, da esse generatisi, hanno raggiunto distanze fino a 15 km dal cratere.

Per quanto riguarda le L.A.R.I. (ad es. l'Ignimbrite Campana, Taupo, Ito), in passato sono stati proposti due modelli interpretativi contrastanti: secondo il primo modello, esse deriverebbero da letti fluidizzati ad alta concentrazione di proporzioni gigantesche, ma di spessore limitato, dotati di elevatissima velocità (anche 150 m/s), in grado di superare ostacoli topografici considerevoli in virtù dell'elevata quantità di moto. Il modello alternativo prevede l'origine da correnti turbolente, espanse, stratificate per densità, alimentate da tassi eruttivi elevatissimi mantenuti per tempi limitati (fino a 10^{11} kg/s per 15 min come stimato nel caso dell'eruzione di Taupo). Per tali correnti la distanza raggiunta (fino a 100 km dalla bocca eruttiva nel caso di Taupo) sarebbe controllata principalmente dal tasso eruttivo e la possibilità di scavalcare ostacoli andrebbe imputata al loro elevato spessore rispetto all'altezza dell'ostacolo stesso. Lo scenario che al momento gode dei maggiori favori, e che nelle sue linee generali fa propria la seconda interpretazione, considera il sistema di trasporto dominante a scala regionale diluito e turbolento; lungo il cammino, l'eventuale segregazione di *underflow* concentrati, con percorsi indipendenti relativamente limitati e fortemente controllati dalla topografia, contribuisce allo smistamento di materiale piroclastico alla scala locale (Palladino and Simeì 2002).

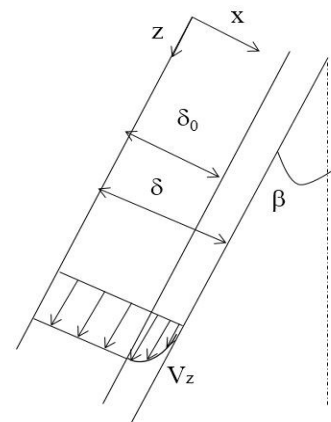
1.3.2. - DINAMICA DEI FLUSSI PIROCLASTICI CONCENTRATI

I modelli interpretativi di seguito delineati riguardano le colate piroclastiche, comprendenti sia i flussi concentrati di modesto volume emessi al cratere o derivanti da domi lavici, sia gli *underflow* a scala locale o regionale che si segregano da flussi diluiti e turbolenti nel contesto di dinamiche eruttive collassanti o traboccanti. Rispetto alle correnti di sospensione, la cui dinamica è ben conosciuta, i meccanismi di trasporto e deposizione delle correnti concentrate sono notevolmente più complessi (Postma 1986). I diversi modelli esistenti possono essere così raggruppati.

1.3.2.1. - MODELLI VISCOPLASTICI

Caratteristica comune di questo tipo di modelli è l'approssimazione della mistura di gas e piroclasti ad un fluido continuo, per cui nella trattazione dei flussi vengono applicati concetti reologici quali viscosità e yield strength. Le colate piroclastiche, nelle quali la turbolenza su ampia scala viene soppressa dall'elevata concentrazione, presentano notevoli analogie con i debris flow coesivi di origine non vulcanica. Il supporto dei piroclasti durante il trasporto è assicurato proprio dall'elevata concentrazione, che tende ad ostacolare i movimenti reciproci fra i clasti; tuttavia, singoli piroclasti di dimensioni maggiori possono smistarsi in una certa misura all'interno del flusso in relazione al contrasto di densità con la matrice di gas e particelle fine circostante.

Alcuni modelli trattano le colate piroclastiche come dei plug flow (ossia con un profilo di velocità costante δ_0 lungo lo spessore del flusso δ), la cui deposizione avviene in massa. Modelli più recenti considerano i flussi laminari, ossia con un gradiente verticale di velocità (velocità crescente verso l'alto con un profilo semiparabolico nel caso di scorrimento su un pendio, analogamente alle colate di lava). (Sparks 1976, Wilson and Head 1981, Valentine and Fisher 1986, Battaglia 1993).



1.3.2.2. - MODELLO DELLO SLIDING BLOCK

Questa categoria di modelli descrive una colata piroclastica come un flusso granulare (o *debris flow non coesivo*), relativamente lento. Secondo un approccio di tipo Mohr-Coulomb, in analogia con le *rock avalanches*, (e.g. Hsü 1989) il moto della colata viene trattato come lo scivolamento di un blocco rigido per angoli di inclinazione del pendio maggiori dell'angolo di attrito interno del materiale granulare. In ogni punto del pendio vale la relazione:

energia totale = energia potenziale + energia cinetica + dissipazione per attrito

La mobilità del flusso è espressa dal coefficiente H/L (dislivello in altezza su distanza massima raggiunta rispetto al punto di origine), che mostra una dipendenza negativa con il volume, indipendentemente dal fluido intergranulare (Hayashi and Self 1992). (Aria nel caso di frane di

detrito, gas caldi nel caso delle colate piroclastiche, o addirittura assenza di fluido interstiziale nel caso dei flussi granulari sulla superficie marziana). Sulla base del concetto di *energy line*, ossia la linea condotta dal punto di origine al fronte più distale raggiunto dalla colata, il modello prevede che la colata, per la sua quantità di moto, in ogni punto sia in grado di superare un ostacolo di altezza inferiore alla *energy line* stessa.

1.3.2.3. - MODELLO DEL FLUSSO GRANULARE RAPIDO

Secondo questo tipo di modelli, la dinamica del flusso è dominata dalle collisioni intergranulari ad alta velocità. In un flusso granulare rapido, i gradienti verticali della velocità e dello sforzo di taglio originano una pressione dispersiva, che tende ad allontanare dalla base del flusso i granuli di dimensioni maggiori, indipendentemente dalla loro densità. (Bagnold 1956, Denlinger 1987, Straub 1996, Iverson and Vallance 2001). Questo processo è stato chiamato in causa dai vulcanologi per spiegare la gradazione inversa di litici e pomici che spesso caratterizza le porzioni basali dei depositi da colata piroclastica (*basal layer* o *layer 2a*) o i tappeti di trazione che si sviluppano alla base di correnti turbolente. Di recente l'efficacia di tale meccanismo è stata messa in discussione; processi alternativi, quali il *kinetic sieving* (setacciatura per scuotimento con percolazione di materiale fino negli interstizi fra i granuli maggiori), sembrerebbero più idonei a spiegare la migrazione verso l'alto dei clasti più grossolani (non è chiaro tuttavia perché nel caso dei *basal layer* tale migrazione si limiti alle sole porzioni basali del flusso).

15

Al momento questo tipo di modelli, come formulazione teorica, sembra godere dei maggiori favori nell'ambito della comunità scientifica, anche se non ancora in grado di spiegare in maniera soddisfacente alcuni aspetti tessiturali caratterizzanti i depositi da colata piroclastica, come ad esempio l'opposta trama di gradazione verticale (e spesso anche laterale) di litici e pomici.

1.4. STUDIO DEI FLUSSI PIROCLASTICI

Da quanto sinora esposto, emerge come i flussi piroclastici abbiano una natura fisica estremamente complessa, anche rispetto ad altri fenomeni naturali di competenza del geologo. La moderna ricerca vulcanologica e geofisica che si occupa di queste manifestazioni eruttive e delle loro implicazioni sulla **valutazione della pericolosità vulcanica** richiede necessariamente un approccio integrato, che spazi dalle analisi di terreno e di laboratorio sui prodotti eruttivi, all'osservazione diretta dei fenomeni e dei loro effetti ambientali, alla modellazione teorica e

sperimentale (oggetto della vulcanologia fisica) e le indagini di terreno aiutano ad una ricostruzione spazio-temporale delle successioni eruttive e all'interpretazione dei depositi in termini di dinamiche di eruzione, trasporto e deposizione, alla luce dei modelli concettuali e delle fenomenologie direttamente osservate in casi analoghi (principio dell'attualismo).

Altri tipi di osservazioni consentono di determinare direzione e verso locale/regionale del flusso anche in funzione della topografia o forniscono indizi sulla temperatura di messa in posto.

Infine, un aspetto cruciale, soprattutto ai fini della valutazione della pericolosità connessa, riguarda la ricostruzione dei parametri fisici rilevanti dei flussi a partire dai caratteri deposizionali e dagli effetti su ostacoli naturali ed antropici. La raccolta mirata di dati sul terreno, coadiuvata dagli opportuni approfondimenti di laboratorio, nel quadro teorico di riferimento, può consentire al vulcanologo di definire i volumi eruttati ed i tassi eruttivi (sia in termini di prodotti che di magma) nel corso di specifici eventi, nonché i parametri adimensionali summenzionati (ad es. Pn immediatamente prima della deposizione di un piroclasto), dai quali è possibile ricavare valori attendibili di spessore, densità e velocità del flusso, o la sovrappressione dinamica ($P_{din}=1/2\rho v^2$), per una valutazione del potenziale d'impatto (Valentine 1998). (Fig. 1.1).



a



b



c



d



e



f

FIGURA 1.1. (a, b) - Formazione di flussi piroclastici da colonne eruttive di tipo pliniano (a: Montserrat 1997; b: Mayon 1984). Si noti in (b) il contemporaneo scorrimento di una corrente piroclastica derivante dal collasso parziale della colonna (verso destra) e la caduta di materiale piroclastico dalla porzione sostenuta, sotto l'azione del vento (diretto verso sinistra); (c) esempio di corrente piroclastica tipo block and ash flow generata da un domo lavico (Unzen 1991): la porzione espansa e altamente turbolenta (ash cloud) nasconde la sottostante valanga concentrata; (d) propagazione di un flusso piroclastico sulla superficie del mare (Montserrat 1997); (e, f) gli effetti del passaggio di correnti piroclastiche diluite e turbolente rendono l'idea della notevole espansione delle nubi in movimento a fronte di modesti spessori di materiali depositi (e: Pinatubo 1991; f: Mt. St. Helens 1980). In questi casi è possibile stimare la sovrappressione dinamica dei flussi necessaria ad abbattere gli alberi (ordine di qualche kPa).

CAPITOLO 2

LA CALDERA DEI CAMPI FLEGREI

2.1. - INTRODUZIONE

Le caldere attive sono tra le aree vulcaniche più pericolose al mondo (Lipman, 2000). La valutazione del pericolo è estremamente complessa. Il vulcanismo che si sviluppa all'interno di una caldera è caratterizzato raramente da eruzioni di alta intensità con $VEI \geq 5$ (*VEI: Volcanic Explosivity Index* – > vedi paragrafo successivo) così come da super-eruzioni (Sparks et al, 2005, 2006) Sono, invece, sicuramente più frequenti eruzioni di intensità intermedie (VEI 3-4) o di bassa intensità (VEI 1-2). In tutto il mondo, più di 100 caldere formatesi nel Quaternario, compresi i complessi caldera di Rabaul (Papua Nuova Guinea), Yellowstone (USA), Long Valley (USA), Kilauea (USA) e Campi Flegrei (Italia), hanno dato segni di attività durante la seconda metà di del 20 ° (Newhall e Dzurisin 1988).

La caldera dei Campi Flegrei (Fig. - 2.3) è considerata insieme con il vicino Vesuvio uno dei luoghi con il rischio vulcanico tra i più alti al mondo, (ad es Orsi et al, 2004, 2009, Rossano et al, 2004, De Natale et al, 2006, Neri et al, 2008, Marzocchi e Woo 2009, Mastrolorenzo e Pappalardo 2010 Lirer et al, 2010, Chiodini et al, 2012, Pappalardo e Mastrolorenzo 2012, Selva et al, 2012a, b). Un recente studio (Selva et al, 2012a), sulla base di un approccio bayesiano, ha stimato una probabilità mensile di eruzione ai Campi Flegrei di $1,6 \times 10^{-3}$. Il rischio elevato è dovuto sia alla alta probabilità di avere in futuro eruzioni esplosive, sia all'elevato grado di urbanizzazione della zona, che comprende anche la città di Napoli. Si tenga presente che nel raggio di 15 km dal centro della caldera dei Campi Flegrei (12 km di diametro) vivono quasi due milioni di persone.

La storia vulcanica dei Campi Flegrei a partire da circa 50 ka è stata dominata da attività esplosiva caratterizzata da flussi piroclastici che si sono propagati anche a grande distanza, (ad esempio, Rosi e Sbrana, 1984 Orsi et al, 1996, Mastrolorenzo et al. 2006, 2008); al contrario le eruzioni effusive si sono avute solo in poche occasioni.

Si sottolinea e si ribadirà in seguito, che l'area potenzialmente interessata da una futura eruzione nei Campi Flegrei dipende principalmente dalla posizione della bocca eruttiva e dallo stile ed intensità dell'eruzione.

Per effettuare una la valutazione probabilistica circa la modalità di eruttiva della prossima eruzione, si prenderà in considerazione l'intero spettro delle eruzioni avvenute nel passato sia come intensità, meccanismi e sia come punti eruttivi.

In questo lavoro, si effettueranno valutazioni del rischio da flussi piroclastici relativi a tutta la gamma di scenari eruttivi ai Campi Flegrei.

Altri metodi di generare mappe di rischio vulcanico (Orsi et al 2004, 2009, Lirer et al 2010, Alberico et al, 2011) sono basati sulla riproduzione di modelli di distribuzione di PDC del passato applicati sulla topografia presente, il che è in qualche modo fuorviante; infatti, le variazioni geomorfologiche succedutesi nel corso della vita della caldera implicano che un evento futuro produrrà con ogni probabilità una distribuzione dei PDC diversa rispetto ad analoghi eventi che si sono verificati in passato.

Todesco et al. (2006) e Mele et al, 2015 utilizzando simulazioni numeriche di PDC, hanno ottenuto importanti informazioni sulla propagazione dei flussi, ma non hanno fornito alcuna mappa di pericolosità associata all'evento simulato non dando, ad esempio, informazioni sulla probabilità nell'unità di tempo. Recentemente, Neri et al, 2015 hanno fornito per una singola gamma di PDC mappe di probabilità da invasione basate su attività eruttive degli ultimi 15 e 5 ka; tuttavia mancano le mappe di pericolosità dei PDC per quanto riguarda specifiche variabili di rischio (ad esempio, la sovrappressione dinamica) con i relativi livelli di danno per ogni classe di VEI.

Fare previsioni sul futuro tipo di eruzione e sulla futura posizione del centro eruttivi, estrapolandole dai recenti comportamenti eruttivi (vale a dire <5 ka. Orsi et al 2009, Selva et al, 2012b), è estremamente azzardato in quanto sono pochi i vincoli che possono essere messi circa il comportamento futuro della caldera dei Campi Flegrei essendosi succeduti nella sua storia eventi tanto diversi tra loro. Pertanto il requisito primario per lo sviluppo di strategie di mitigazione e di risposta alle crisi è quello di prendere in considerazione una vasta gamma di scenari possibili. In particolare le strategie di mitigazione del rischio basati su procedure di analisi costi / benefici necessitano di scenari vulcanologico-probabilistici per ogni VEI.

Al fine di valutare una serie completa di scenari di riferimento eruttivi ai Campi Flegrei, si sono quindi effettuate simulazioni numeriche di PDC prodotte da eventi esplosivi che variano da VEI 2 a VEI 6, su un modello digitale di topografia, al fine di produrre carte di pericolosità incorporate in un sistema GIS.

Questo lavoro di tesi parte e si sviluppa dal lavoro di Rossano et al. (2004), che ha fornito le probabilità annuali di dispersione areale mediate dei PDC su tutta la gamma di possibili VEI.

2.2. - VOLCANIC EXPLOSIVITY INDEX (VEI)

In base all'Indice di Esplosività Vulcanica - VEI, *Volcanic Explosivity Index* - la classificazione delle eruzioni vulcaniche si ottiene dalla combinazione di dati quantitativi (come volume dei prodotti emessi, frammentazione del magma ed altezza della colonna eruttiva) e osservazioni qualitative. Si tratta di un indice empirico che classifica l'energia delle eruzioni esplosive con valori che vanno da 0 a 8. In base a questa classificazione, le eruzioni si distinguono in: Hawaiana, Stromboliana, Stromboliana/Vulcaniana, Vulcaniana, Sub-pliniana, Pliniana, Krakatoiana, Ultra-pliniana.

VEI	Tipo di eruzione	Altezza della nube	Frequenza	Esempio
0	non esplosiva	< 100 m	ogni giorno	Kilauea
1	moderata	100-1000 m	ogni giorno	Stromboli
2	esplosiva	1-5 km	settimanale	Galeras, 1992
3	violenta	3-15 km	annuale	Ruiz, 1985
4	catastrofica	10-25 km	decennale	Galunggung, 1982
5	parossistica	> 25 km	secolare	Mt Sant Elena 1980
6	colossale	> 25 km	secolare	Krakatoa, 1883
7	super-colossale	> 25 km	millenaria	Tambora, 1815
8	mega-colossale	> 25 km	Ogni 10.000 anni	Yellowstone, 2 milioni anni fa

Tabella 2.1 - Tipologia delle eruzioni al variare del VEI

INDICE DI ESPLOSIVITÀ VULCANICA
(VEI=Volcanic Explosivity Index)

VEI	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Descrizione generale	Non esplosivo	Piccola	Moderata	Moderata Grande	Grande	Molto Grande			
Volume eruzione (m ³)	1x10 ⁴	1x10 ⁶	1x10 ⁷	1x10 ⁸	1x10 ⁹	1x10 ¹⁰	1x10 ¹¹	1x10 ¹²	
Altezza Colonna Dal cratere Dal livello del mare	<0,1	0,1 - 1	1 - 5	3 - 15	10 - 25	> 25			
Tipo di eruzione	Hawaiana	Stromboliana	Vulcaniana	Pliniana	Ultra-Pliniana				
Durata	Minore <1 ora	Fra 1 e 6 ore	Fra 6 e 12 ore	Maggiore >12 ore					
Iniezione in Troposfera	Trascurabile	Minore	Moderata	Sostanziosa					
Iniezione in Stratosfera	Nessuna	Possibile	Sicura	Notevole					

Tabella 2.2 - Caratteristiche delle eruzioni al variare del VEI

Negli schemi soprariportati viene schematizzata la modalità di classificazione delle eruzioni in base al VEI.

2.3. - STORIA ERUTTIVA DEI CAMPI FLEGREI

La cronologia delle attività della caldera vulcanica dei Campi Flegrei degli ultimi ~ 50 ka comprende alcune eruzioni di grossa intensità (per esempio De Vivo et al, 2001, 2006, 2010, Rolandi et al, 2003) e diverse decine di intensità intermedia e ridotta.

In particolare gli eventi principali che hanno formato la caldera vulcano-tettonica dei Campi Flegrei sono la super-eruzione (VEI 7) dell'Ignimbrite Campana, ~ 39 ka con un volume dedotto di prodotti eruttati nell'ordine di 300 km³ (ad es Pappalardo et al, 2002, 2008, Pappalardo e Mastrolorenzo 2012), e l'eruzione (VEI 6) del Tufo Giallo Napoletano ~ 15 ka, con un volume di prodotto eruttati 40 km³.

Tra i due più grandi eventi e dopo l'eruzione del Tufo Giallo Napoletano, la caldera è stata luogo di una intensa attività vulcanica per lo più esplosiva. Sono stati riconosciuti nella sequenza stratigrafica tra ~ 39 e il 15 ka (Pappalardo et al. 1999) almeno undici eventi esplosivi bassa a moderata-scala (VEI 2-5). Dopo una pausa eruttiva seguita all'eruzione del Tufo Giallo Napoletano, negli ultimi ~ 10 ka (ad esempio, Di Vito et al, 1999, D'Antonio et al, 1999, Fedele et al. 2011) si sono verificate almeno settanta eruzioni esplosive con VEI che vanno da 2 a 5 e volumi eruttati compresi tra pochi chilometri cubi e decine di milioni di metri cubi.

Tutte le eruzioni recenti verificatesi ai Campi Flegrei, tra cui l'ultima AD 1538 di Monte Nuovo, sono monogenetiche ed hanno avuto luogo un po' in tutto il territorio della caldera producendo un'ampia varietà di depositi dovuti a diversi tipi di PDC.

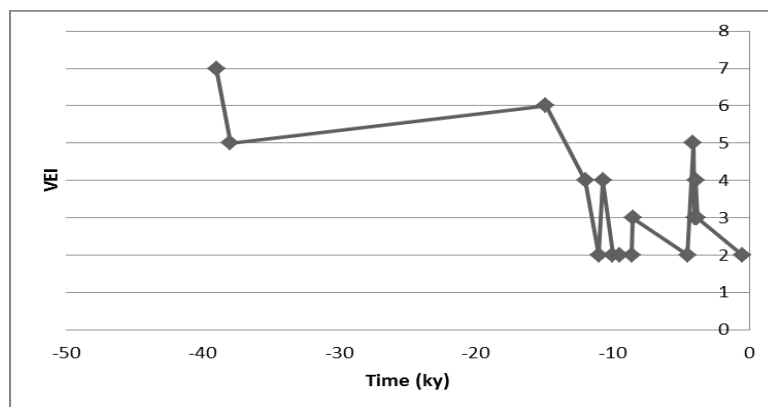


Fig. 2.1. - Grafico dei VEI delle eruzioni dei Campi Flegrei negli ultimi 40000 anni

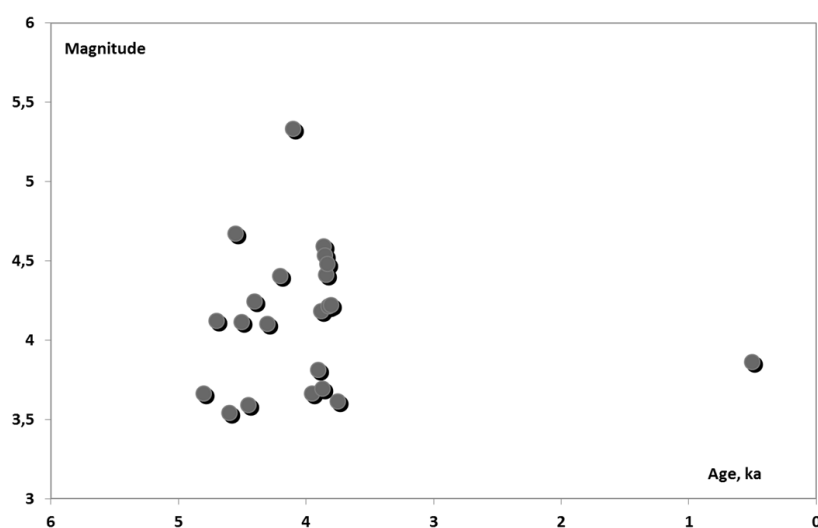


Fig. 2.2. - Grafico della magnitudo delle eruzioni dei Campi Flegrei-negli ultimi 5000 anni sulla base dei dati Orsi G et al. (2009)



Dai su riportati grafici appare evidente l'assenza di una qualsiasi prevedibilità o ricorsività nelle tipologie delle eruzioni avvenute ai Campi Flegrei negli ultimi 12 ka.

Fig. 2.3 - L'abitato dei Campi Flegrei e di Napoli in una vista prospettica in 3D da sud -ovest (Laboratory of Geomatics and Cartography, INGV — OV). (Ricci T. et al. 2013)

2.4. - I DEPOSITI DA PDC STUDIATI: IMPLICAZIONI PER LA MODELLAZIONE

Anche se le caratteristiche dei campioni stratigrafici dei PDC nei Campi Flegrei sono ampiamente descritti in letteratura, vi sono relativamente pochi casi di dati dettagliati sui meccanismi eruttivi e processi deposizionali (Di Vito et al. 1987, Mastrolorenzo 1994 Wohletz et al, 1995, Rossano et al, 1996, 2004, Dellino et al, 2001, 2004a, 2004b, 2008). Alla luce di studi dettagliati (ad es Dellino et al. 2004a, 2004b, 2008, Rossano et al, 1996, 2004), è stato possibile accertare che le proprietà dei PDC nei Campi Flegrei comprendono una alta gamma di variabilità.

Sulla base dello spessore delle singole unità deposizionali (compresa tra decine di centimetri a pochi metri) e considerando la varietà dei bedforms si evidenziano spessori dei flussi che vanno da pochi metri a diverse decine di metri e valori di Yield Strenght relativamente bassi (<102 Pa) (Sheridan 1979 Brissett e Lajoie 1990, Yamamoto et al. 1993, Sigurdsson et al. 1987, Wilson e Capo 1981 Freundt e Schmincke 1986).

Altri PDC nei Campi Flegrei, tra cui flussi di scorie su piccola scala (per esempio, dal 1538 d.C. Monte Nuovo eruzioni), mostrano evidenza di PDC ad alta concentrazione. Considerando un approccio badesano inverso a partire dalla diffusione areale dei PDC sulla topografia (Rossano et al, 1996, 2004), si sono determinati valori più probabili dei flussi per la densità (fino a 103 kg / m^3), viscosità (fino a 103 Pa s), e lo yield Strenght ($102 - 103 \text{ Pa}$) (Sheridan 1979 Beget e Limke 1988, 1989, 1976 Sparks, Wilson e Capo 1981, Yamamoto et al. 1993, Palladino e Valentine 1995).

In generale la propagazione dei PDC a basso $\text{VEI} \leq 3$ è stata fortemente controllata dall'orografia del terreno (non superiore a poche centinaia di metri di altitudine) e, in particolare, è stata ostacolata dalle colline di Posillipo e dei Camaldoli costituenti il bordo calderico nord orientale. Invece, i principali PDC prodotti in eruzioni con $\text{VEI} > 4$ sono spesso stati in grado di superare rilievi alti anche 400 m propagandosi per decine di km sulla pianura circostante (de Vita et al. 1999).

In precedenti lavori si è riconosciuta l'impronta freatomagmatica di molti eventi che hanno prodotto i PDC ai Campi Flegrei (Mastrolorenzo 1994 Wohletz et al, 1995, Mastrolorenzo et al, 2001, Dellino et al. 2004a, 2004b, Mastrolorenzo e Pappalardo 2006) e nella maggioranza di questi, le strutture dei depositi e la forma dei piroclasti indicano che l'interazione esplosiva acqua-magma è stata sovrapposta all'attività magmatica. La profondità e l'efficienza dell'interazione

magma-acqua varia da eruzione a eruzione e anche nel corso di singoli eventi, in un ampio intervallo di intensità, dalle piccole formazioni tipo tufcone (es VEI 2 AD 1538 Monte Nuovo), fino alle eruzioni freatopliniane più violente (VEI 6 Tufo Giallo Napoletano, Scarpati et al 1993, Orsi et al 1993, 1995). In tutti questi casi, l'acqua esterna degli acquiferi entra in contatto con il magma ascendente e ne aumenta enormemente la frammentazione (Mastrolorenzo et al, 2001, Mastrolorenzo e Pappalardo 2006). Ciò comporta variazioni di temperatura, di distribuzione granulometrica, densità e velocità di salita della miscela eruttiva nonché modifiche nello stile eruttivo e nei meccanismi di posizionamento. Secondo il calcolo di Mastin (1995), le esplosioni freatomagmatiche possono raggiungere elevate pressioni e velocità iniziali (fino a 400m/s) e la frammentazione del magma resa più efficiente, può cambiare drasticamente la pressione e la velocità di uscita (ad esempio, Wohletz 1983 Wohletz et al, 1995, Valentine 1987 Dellino et al. 2004a). In generale, le strutture tufring nei Campi Flegrei sono per lo più formati da flussi relativamente caldi, secchi, e diluiti, mentre i tufcon sono formati fondamentalmente da prodotti dei PDC umidi con bassa temperatura ed alta concentrazione di particelle. In particolare, queste caratteristiche contrastanti sono abbastanza indipendenti dalla violenza delle eruzioni e possono riferirsi a tutta la gamma di possibili eventi eruttivi (VEI 2-6), tra cui anche il più grande evento freatomagmatico: il Tufo Giallo Napoletano.

Pertanto, l'applicazione di simulazioni numeriche di PDC derivati dal collasso della colonna eruttiva (ad esempio, Todesco et al. 2006) non è adatto per la grande maggioranza dei PDC avvenute nei Campi Flegrei ed a causa dell'enorme variabilità nel tipo ed intensità del possibile evento eruttivo futuro dei Campi Flegrei in questo lavoro di tesi si adotta un approccio semplificato e con pochi vincoli in modo da affrontare una gamma completa di potenziali scenari con diverso VEI

Per vincolare i dati caratteristici dei PDC tipici dei Campi Flegrei da adottare nelle simulazioni numeriche, si sono utilizzate valori determinati a partire da indagini sul campo effettuate sui depositi da PDC più rappresentativi. La tabella 2.3 riassume i dati per i PDC selezionati e generati da eruzioni con differenti VEI.

Pyroclastic Formation	Age (Ka)	Volcanological classification	Volcanic Explosivity Index (VEI)	eruptive magnitude	average total volume (km ³)	Maximum runout (km)
Campanian Ignimbrite	39	low aspect ratio ignimbrite	7	7.5	150	> 80
Breccia Museo	39	block and ash flow	5	5.0	2.5	-
Neapolitan Yellow Tuff	14.9	hydromagmatic flow/surge sheet	6	6.5	40	ca. 30
Gauro	<12	tuff cone	4	4.5	1.5	3.4
Miseno	12 to 9.5	tuff cone	2	2.5	0.1	-
Nisida	12 to 9.5	tuff cone	2	2.0	0.02	-
Mofete	>10	tuff cone	2	2.0	-	-
Archiaverno	10.7	tuff ring	4	4.5	-	-
Fondi di Baia	8.6	tuff cone	2	1.5	0.03	1.3
Baia	8.6	tuff ring	3	2.5	-	1.4
Cigliano	4.5	cinder cone	2	2.0	0.03	-
Solfatara	4	tuff ring	3	3.0	0.07	2.1
Agnano Monte Spina	4.1	flow/surge sheet	5	5.3	-	22
Astroni	4.1-3.8	tuff ring	4	4.5	1.00	3
Averno	3.9 – 3.7	tuff ring	3	3.5	0.50	2.8
Monte Nuovo	1538 AD	cinder cone	2	2.5	0.04	1.3

Tabella 2.3 – Caratteristiche delle principali eruzioni dei Campi Flegrei

C'è da sottolineare che anche che eruzioni con il medesimo VEI, avvenute in contesti diversi (cioè, posizione, caratteristiche fisiche del PDC, topografia) possono generare PDC con comportamenti anche molto differenti (modalità di trasporto, velocità del flusso, temperatura, diffusione areale ecc.).

Il modello per la simulazione dei PDC utilizzato si basa su un approccio cinematico mass independent governato essenzialmente dalla gravità (McEwen e Malin 1989; applicata anche ai Campi Flegrei e Somma-Vesuvio, Rossano et al 1996, 1998, 2004, Mastrolorenzo et al 2006, 2008.), che considera la propagazione di una vasta tipologia di PDC (che vanno da diluite e turbolenti ad alta densità, flussi e lahar non turbolenti) su un modello di superficie topografica 3D.

Tale modello mira, in particolare, a descrivere adeguatamente le *caratteristiche regionali* dei PDC (cioè il percorso dei flussi, le distanze raggiunte, il controllo della topografia) ed è utile per la valutazione del rischio, molto più di quei modelli che descrivono con grande dettaglio la struttura dei flussi e la sedimentazione di singoli eventi specifici.

Il modello adottato non tiene conto delle variazioni di spessore e densità che si verificano a causa di dell'inglobamento dell'aria né dei processi di deposizione. Tali fenomeni sono responsabili del controllo del fattore di diluizione, insieme con il tasso eruttivo alla bocca (Bursik e Woods 1996).

Infatti, altri autori (Todesco et al, 2006, Esposti Ongaro et al. 2008) hanno modellato i PDC nella zona napoletana essenzialmente come nuvole turbolente derivanti da collasso di colonne Pliniane. Tuttavia, anche in questo caso, i risultati dei modelli (Neri et al. 2003) mostrano che le porzioni

basali dei PDC turbolenti ad alta concentrazione di particelle giocano un ruolo via via più importante all'aumentare della granulometria della miscela eruttiva.

Inoltre, osservazioni recenti (cfr Druitt 1998) forniscono la prova che la parte basale di correnti stratificate dense e turbolente possono staccarsi dal flusso principale e correre in modo significativamente più veloce del flusso generatore.

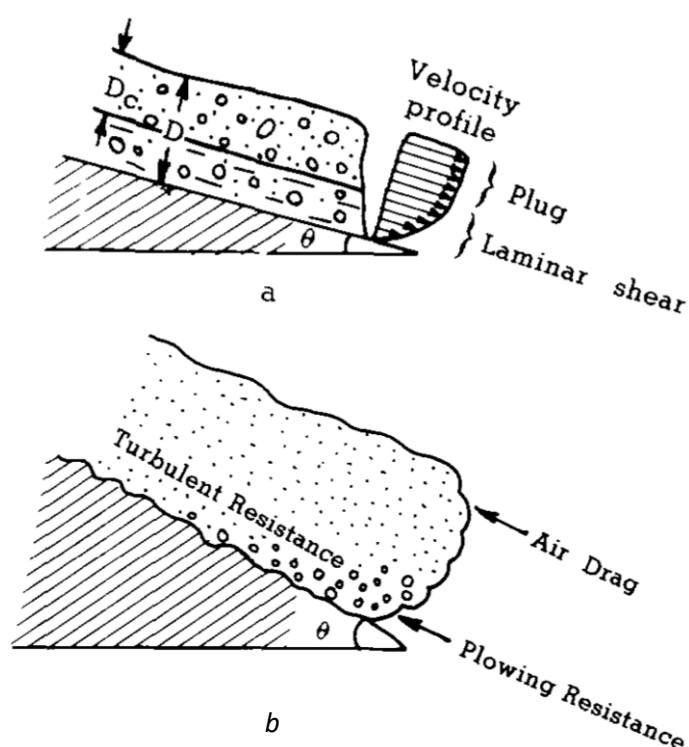
Pertanto, nella modellazione per considerare il comportamento generale dei PDC, fattore fondamentale per elaborazione di mappe di pericolosità su scala regionale, sembra più appropriato concentrarsi sui flussi basali concentrati piuttosto che sulla corrente diluita generatrice. Inoltre, si sottolinea che i flussi ad elevata concentrazione di particelle rappresentano, a livello locale, l'impatto maggiore sull'ambiente antropico, dal momento che presentano i valori più elevati dei tre fattori responsabili di vittime e danni: sovrappressione dinamica, calore e la capacità di soffocamento.

CAPITOLO 3

IL MODELLO COMPUTAZIONALE

3.1. - IL MODELLO FISICO

Al fine di effettuare una valutazione quantitativa del rischio da PDC relativa a ogni scenario VEI, si è adottato un approccio vulcanologico-probabilistico (Rossano et al. (1996, 1998, 2004), Mastrolorenzo et al. (2006) e De Natale et al. (2006)), nel quale i PDC sono modellati sulla base di un semplice modello gravitazionale (Malin e Sheridan 1982 Sheridan 1979 Sheridan e Malin 1983 Wohletz e Sheridan 1979).



Il modello fisico adottato per le simulazioni numeriche di PDC è una versione migliorata da Rossano et al. (1996, 1998, 2004) Mastrolorenzo et al. (2006) e De Natale et al. (2006). L'approssimazione del sistema gas-piroclasti a un flusso continuo di taglio è adatta a descrivere il comportamento generale dei PDC ad alta densità su macro-scala ed è stato utilizzato anche per spiegare alcuni aspetti rilevanti dei depositi da PDC (Palladino e Valentine 1995). Ricordiamo il sistema di equazioni che descrivono il moto di flussi Newtoniani e di Bingham in canali infinitamente larghi (McEwen e Malin 1989).

27

Fig. - 3.1. Diagramma della geometria del flusso e dei meccanismi di attrito (a) Profilo longitudinale di un flusso di Bingham (b) Flusso turbolento espanso e meccanismi di attrito (Mc Ewen et. Al 1989)

Il profilo velocità verticale per un flusso di Bingham uniforme stazionario è dato da:

$$v(h) = \frac{1}{\eta} \left[\frac{\rho g \sin \theta (D^2 - h^2)}{2} - k(D - z) \right] \quad h \geq D_c \quad (1)$$

dove $h \geq D_c$ è l'altezza (misurata dal fondo del canale), k è lo Yield Strenght (tensione di snervamento pari a zero per un fluido newtoniano), ρ è la densità del flusso, g è l'accelerazione di gravità, θ è l'angolo di pendenza del terreno, η è la viscosità del flusso, D è lo spessore totale del flusso (profondità), e D_c è lo spessore del Plug dato da :

$$D_c = \frac{2(kD + \eta v) - \sqrt{(2kD + 2\eta v)^2 - 4k^2 D^2}}{2k} \quad (2)$$

L'accelerazione del plug è:

$$\frac{dv_p}{dt} = |\mathbf{a}| - \frac{2k}{\rho(D + D_c)} - \frac{2\eta v_p}{\rho(D^2 + D_c^2)} \quad (3)$$

dove v_p è la velocità del plug e $|\mathbf{a}|$ è la componente dell'accelerazione di gravità lungo la direzione del flusso, che tiene conto oltre della pendenza della topografia in ogni singolo punto anche dell'attrito col suolo e della resistenza dovuta alla turbolenza.

Il movimento del flusso è descritto dalla velocità media lungo in profilo descritto dall'eq (1):

$$v = \frac{\int_{D_c}^D v(h) dh + v_p D_c}{D} \quad (4)$$

28

I termini che descrivono la resistenza al flusso dipendono da diversi fattori. La transizione da regime laminare a turbolento in un flusso di Bingham, come già descritto, dipende da due numeri adimensionali: il numero di Reynolds, $Re = \rho v D / \eta$, e il numero Bingham, $Bi = k D / \eta v$. Da relazioni empiriche (Middleton e Southard. 1978), hanno dimostrato che quando Bi supera circa 1000, si verifica l'insorgenza di turbolenza per $Re / Bi \geq 1000$. La resistenza dell'aria col fronte del flusso è proporzionale a ρ_a / ρ , dove ρ_a è la densità dell'aria pertanto tale componente sarà trascurabile per i flussi relativamente densi (McEwen e Malin 1989), mentre la decelerazione dovuta alla resistenza dell'aria sulla superficie superiore del flusso è data da:

$$\frac{dv}{dt} = -c_a \left(\frac{\rho_a}{\rho} \right) \frac{v^2}{2D}$$

Dove c_a è il coefficiente di trascinamento dell'atmosfera compreso tra 0,1 e 1 (Perla 1980).

Simbolo	Definizione
 a 	Modulo del contributo dell'accelerazione di gravità al moto del flusso
c_a	Coefficiente di trascinamento dell'atmosfera
D	Spessore del flusso
D_C	Spessore del plug
dv/dt	Accelerazione del flusso
g	Accelerazione di gravità
k	Yield strenght
t	Tempo
v	Velocità media lungo un profilo specifico
v₀	Velocità iniziale del flusso
v_p	Velocità del plug
h	Distanza misurata dal fondo del canale
η	Viscosità
θ	Pendenza della superficie
ρ	Densità del flusso
ρ_a	Densità dell'atmosfera

3.2. - LA SIMULAZIONE DEL FLUSSO

Il modello adottato è, quindi, quello di un punto materiale avente proprietà reologiche su descritte che scorre su una superficie 3D digitalizzata. A differenza di modelli basati esclusivamente sull'*energy line* non si prendono in considerazione profili di topografia radiali lungo i quali basare le previsioni di propagazione dei flussi. I flussi simulati seguono l'inclinazione della topografia sito per sito. Da ogni bocca eruttiva, infatti, vengono simulati 360 singoli flussi emessi uno per ogni grado in direzione diverse. Le linee di flusso risentono dell'andamento della topografia deviando dalla loro direzione iniziale e talune volte intersecandosi tra loro a secondo della morfologia.

La regione di interesse viene suddivisa in triangoli che in pianta risultano equilateri di lato 250m.

Si calcola quindi l'equazione nello spazio di ciascun piano nelle coordinate x , y , z e la direzione e l'intensità della componente del vettore accelerazione di gravità su di esso.

Il moto del punto materiale risente dell'inclinazione dei vari piani accelerando, decelerando e/o

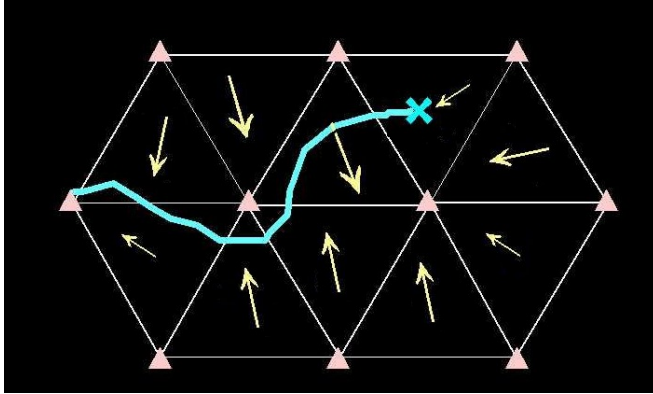


Fig. 3.2 - Schema del flusso che scorre sugli elementi triangolari

deviando a seconda dei singoli casi. In tal modo è possibile determinare la pericolosità di ogni triangolo di territorio considerandola proporzionale al rapporto tra il numero di flussi che lo attraversano e il numero totale di flussi prodotti.

Per poter esplorare i limiti della dispersione areale dei flussi piroclastici si sono dovuti determinare i valori dei parametri dinamici e reologici di input basandosi sia su dati di letteratura sia estrapolati da misure di campagna

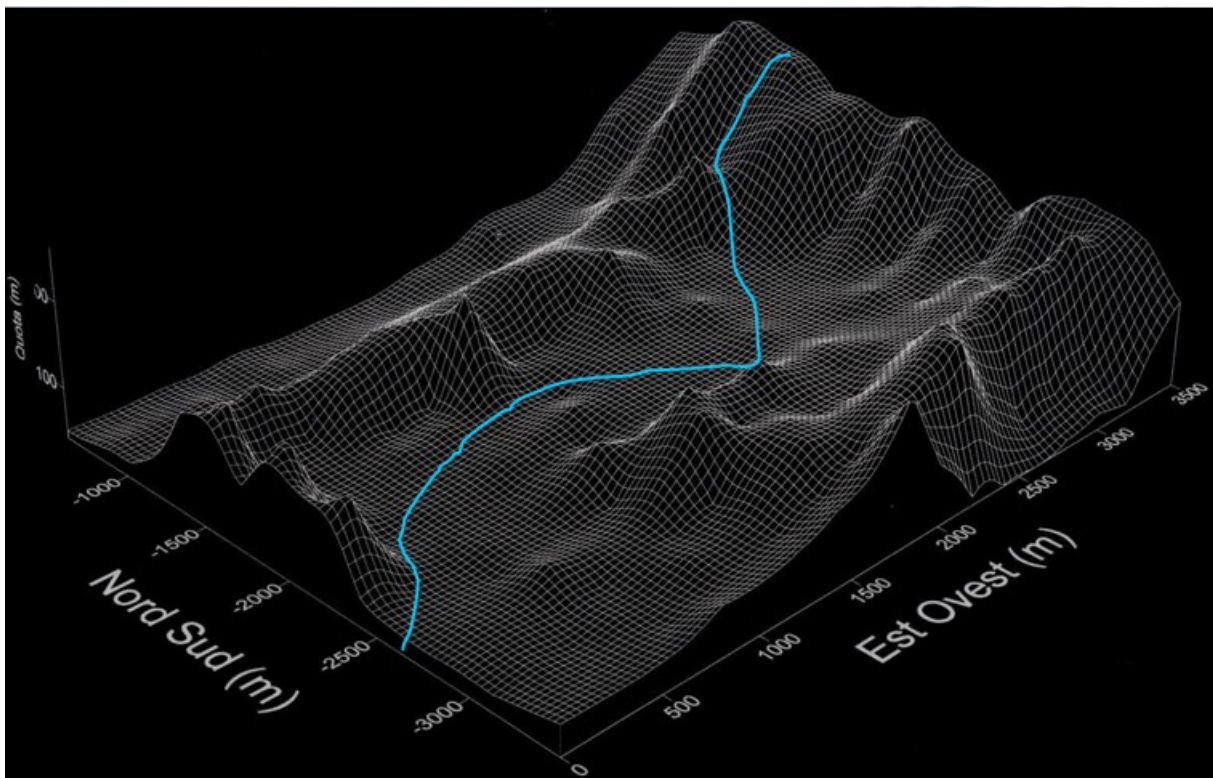


Fig. 3.3 - Esempio di un punto materiale che scorre su una superficie 3D digitalizzata.

CAPITOLO 4

STUDIO DEL MODELLO DI APPLICATO AI CAMPI FLEGREI

In questo capitolo si riporta lo studio di come il modello adottato si adatta allo studio della propagazione dei PDC su un territorio irregolare come quello della caldera dei Campi Flegrei al variare della posizione del centro eruttivo, del raggio craterico e di tutti i parametri fisici coinvolti.

4.1. - DIPENDENZA DEL MODELLO DEI FLUSSI AI CAMPI FLEGREI DALLA POSIZIONE DELLA BOCCA ERUTTIVA

In questi paragrafi si riporta la valutazione di quali possano essere gli effetti della prossima eruzione nei Campi Flegrei per due tipi di eruzioni (con VEI 3 e VEI 5, i cui parametri iniziali sono evidenziati nelle figure 4.2 a, e 4.2 b) e per due possibili punti di eruzione presi schematicamente uno al centro della caldera e l'altro al centro della pianura intracalderica più estesa. Per l'esattezza i punti sono:

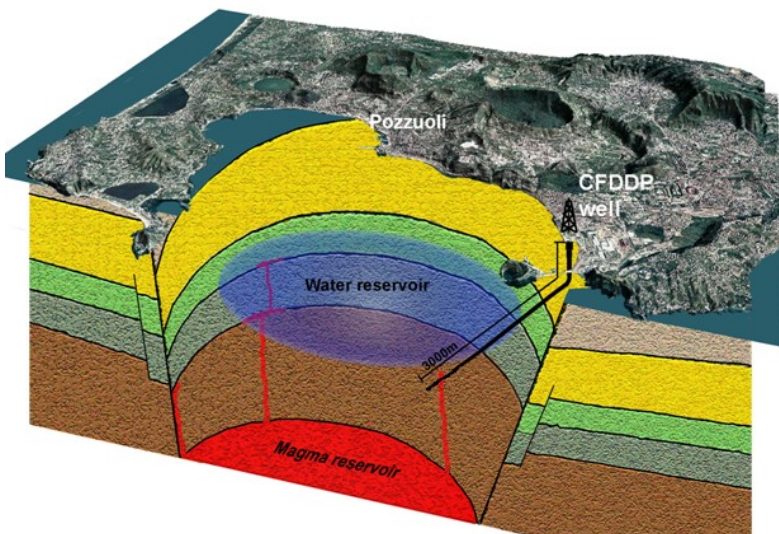


FIG. 4.1 - Immagine (modificata) presa dal sito web del progetto.
<https://sites.google.com/site/cfddpproject/pozzo1>

- 1) Pozzuoli, in quanto centro della caldera e luogo di massima deformazione verticale ed orizzontale durante le crisi bradisismiche
- 2) il punto della perforazione dei Campi Flegrei Deep Drilling Project (CFDDP) che potrebbe risultare un punto di frattura e di debolezza nonché una via preferenziale per la fuoriuscita del magma.

Variando i valori dei parametri di input del flusso (velocità iniziale, spessore, viscosità, yield strenght e densità) si sono simulati n.4 differenti scenari sottoriportati nelle Fig. 4.2 (a e b) relative a due punti eruttivi differenti e per due intensità diverse (VEI 3 e VEI 5).

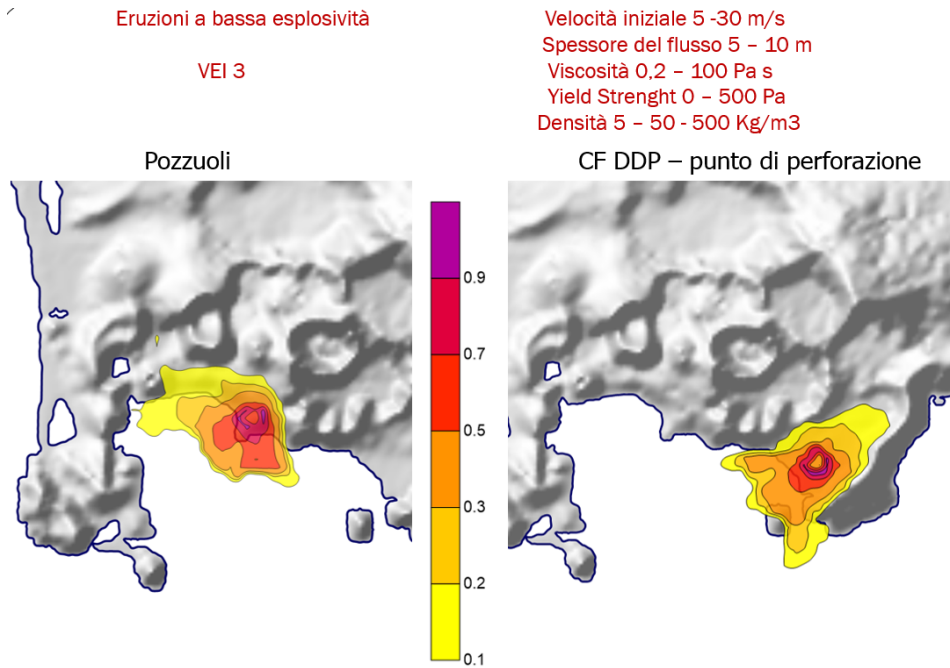


Fig 4.2 (a) - Simulazioni di PDC con VEI 3 fuoriusciti da Pozzuoli e dal punto di perforazione del Campi Flegrei DDP

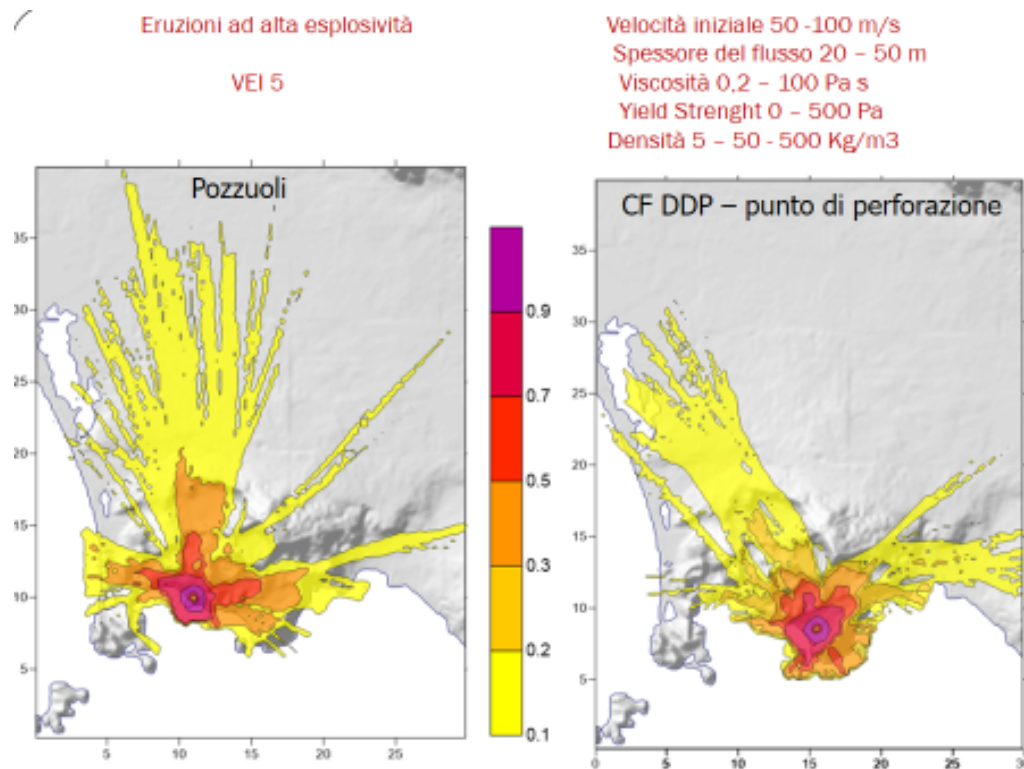


Fig 4.2 (b) - Simulazioni di PDC con VEI 5 fuoriusciti da Pozzuoli e dal punto di perforazione del Campi Flegrei DDP

Per eruzioni a bassa esplosività si vede comunque un importante coinvolgimento di aree densamente popolate, mentre per eruzioni ad alta esplosività si può notare che i flussi piroclastici coprono completamente la caldera dei Campi Flegrei e raggiungono anche settori orientali della città di Napoli.

4.2. - DIPENDENZA DEL MODELLO DEI FLUSSI AI CAMPI FLEGREI DAL VALORE DELLO YIELD STRENGTH

Lo Yield Strength (tensione di snervamento o punto di snervamento) di un materiale è definita come il valore della tensione in corrispondenza della quale il materiale inizia a deformarsi plasticamente, passando da un comportamento elastico reversibile ad un comportamento plastico caratterizzato dallo sviluppo di deformazioni irreversibili che non rientrano al venir meno della causa sollecitante

Per valori flussi Newtoniani lo Yield Strength è pari a zero.

I valori di Yield Strength in letteratura sono molto pochi e variano tra 0 (flussi Newtoniani) e diversi migliaia di Pascal.

4.2.1. - DATI DISPONIBILI VALORI DI YIELD STRENGTH,

FLOW input parameters (see Table 2 for definition of terms; all SI units)

Model	R_0^a	v_0	k	$\tan\phi$	η	c_μ	D	ρ
<i>August 7 pyroclastic flows:</i>								
PY1	300	77	0	0.19	0	0		-
PY2	300	15	0	0.14	0	0		-
PY3	300	40	600	0	4	0	2	1450
PY4	300	40	600	0	4	0.008	2	1450
<i>May 18 pyroclastic flows:</i>								
PY5	1280	40	0	0.15	0	0		-
PY6	1280	45	600	0	4	0.008	3	1450
<i>Rockslide-avalanche:</i>								
AV1	700	50	0	0.09	0	0		-
AV2	700	50	10^4	0	30000	0	73	1500
<i>Lahars:</i>								
LA1	2000	40	500	0	4700	0	13	2008
LA2	2000	40	500	0	2250	0	9.5	2008
<i>Blast:</i>								
BL1	2000	164	0	0.11	0	0		-
BL2	2000	95	600	0	100	0	28	1000
BL3	2000	95	0	0	0	0.01	200	10

^a R_0 is radial distance from vent or flow source to points where FLOW lines begin.

Tab. 4.1 – Parametri caratteristici dei flussi secondo le simulazioni effettuate da McEwen et. Al. 1989 espresse in unità SI.

Sono pochi i valori relativi allo Yield Strength disponibili in letteratura per essere utilizzati nella simulazione dei flussi piroclastici. A titolo di esempio vengono riportati nella tabella 4.1 i valori determinati da McEwen e Malin, 1989 per i flussi piroclastici relativi all'Eruzione del Mount St. Helens del 1980.

4.2.2. - SIMULAZIONI

In questo caso si è studiata la dipendenza del modello utilizzato per la simulazione dei flussi dai valori dello Yield Strenght per due tipi di eruzioni (ad alta e bassa esplosività) e per due possibili punti di eruzione.

Spessore 5 – 10 m
 Velocità Iniziali 5 – 30 m/s
 Viscosità 1 – 50 Pa s
 Densità 5 - 50 – 500 Kg/m3 **Yield Strenght 0 - 1 - 10 - 100 - 1000**

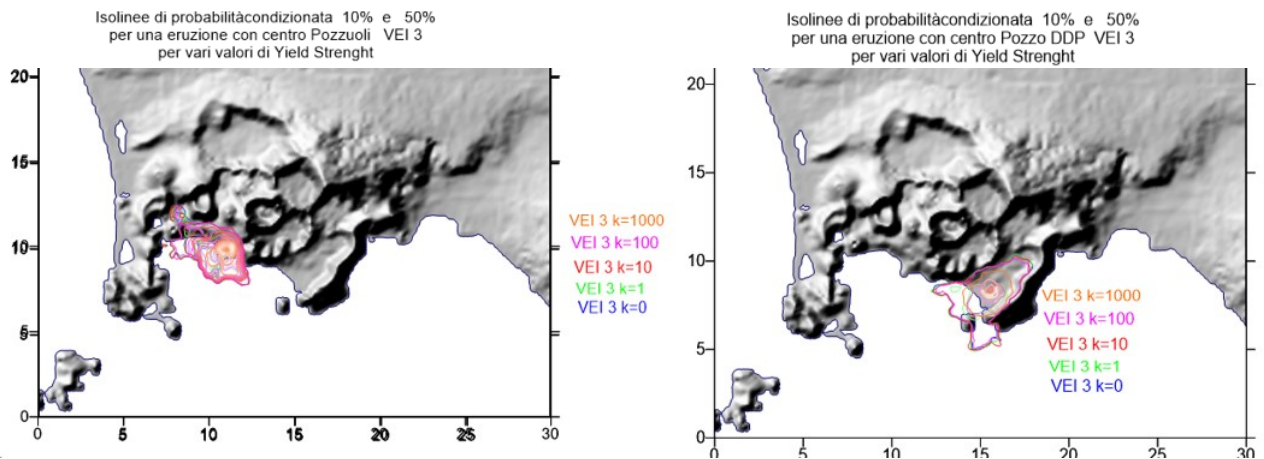


FIG. 4.3 a - Dipendenza del modello dei flussi ai Campi Flegrei dal valore dello Yield Strenght per eruzioni a bassa esplosività

34

CF DDP – punto di perforazione

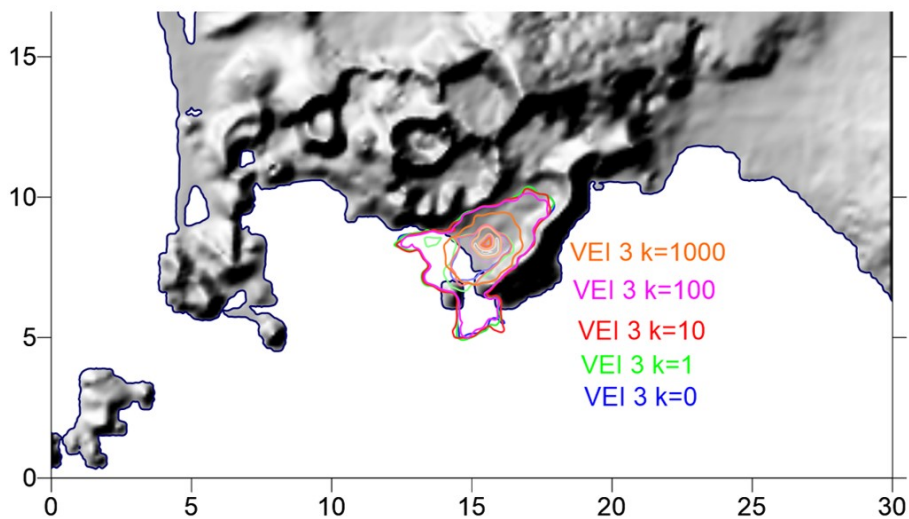


FIG 4.3b - Dettaglio

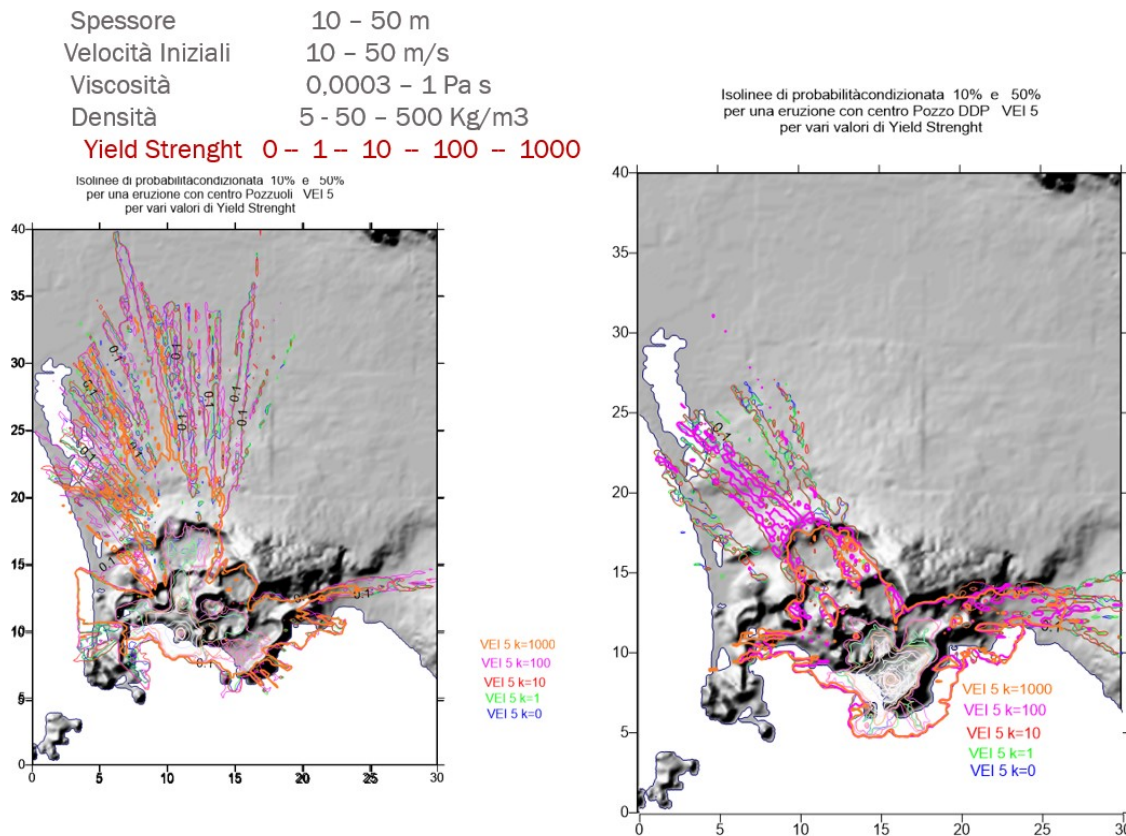


FIG 4.3 c - Dipendenza del modello dei flussi ai Campi Flegrei dal valore dello Yield Strength per eruzioni a alta esplosività

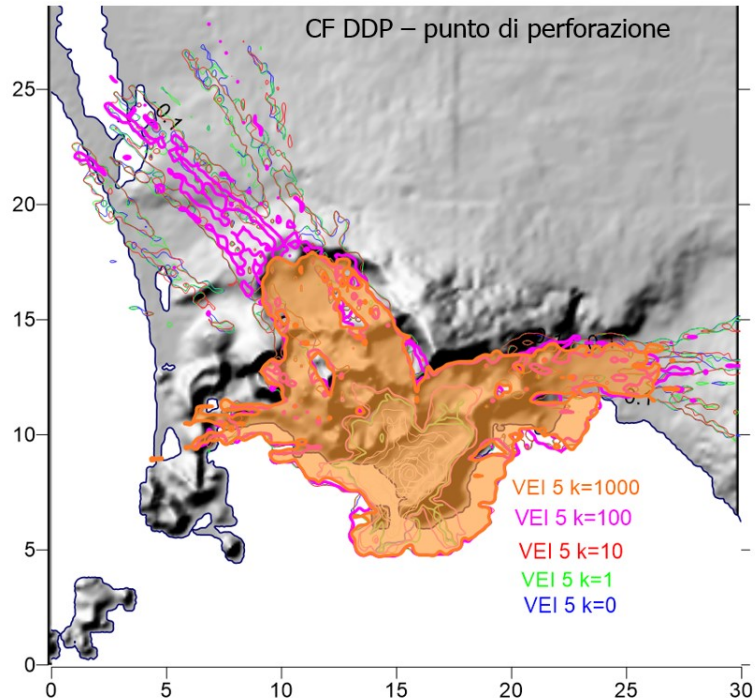


FIG 4.3 d - Dettaglio

Da tale studio è possibile osservare come per valori dello Yield Strength minori o uguale a 100 Pa pur variando gli altri parametri le diffusioni areali delle varie simulazioni sono pressoché sovrapponibili. Solo per valori maggiori dello Yield Strength (1000 Pa) si nota come la diffusione dei flussi risenta maggiormente della topografia.

4.3. - DIPENDENZA DEL MODELLO DEI FLUSSI AI CAMPI FLEGREI DALLA VISCOSITÀ

La viscosità è una proprietà dei fluidi che ne esprime la resistenza allo scorrimento. Essa è l'espressione dell'attrito interno di un fluido, dovuto al moto disordinato e casuale delle sue molecole. Valori tipici della viscosità sono $10^{-3} \text{ N}\cdot\text{s}\cdot\text{m}^{-2}$ per l'acqua e $830 \cdot 10^{-3} \text{ N}\cdot\text{s}\cdot\text{m}^{-2}$ per la glicerina. Un fluido con viscosità nulla è detto fluido ideale.

Stesso studio circa la dipendenza del modello utilizzato dai parametri fisici è stato effettuato per quanto riguarda i valori della viscosità utilizzati nel modello dei flussi piroclastici.

Considerando gli stessi scenari utilizzati per lo studio della dipendenza dallo Yield Strength si sono considerati 5 possibili valori di viscosità partendo da quello del vapore $0,0002 \text{ Pa s}$ fino ad arrivare a 100 Pa s come quello determinato da McEwen e Malin, 1989 per i flussi piroclastici relativi all'Eruzione del Mount St. Helens del 1980.

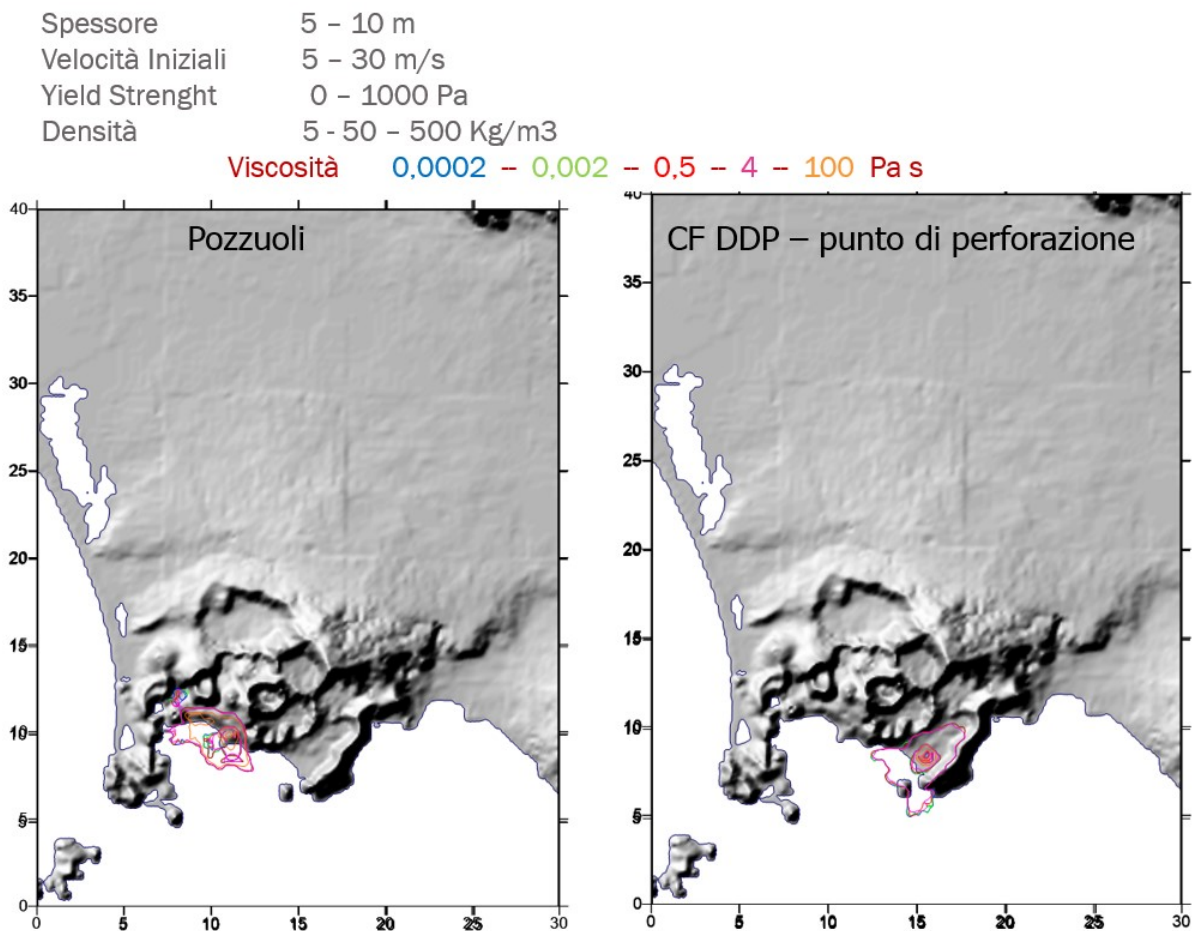


Fig. 4.4 a - Dipendenza del modello dei flussi ai Campi Flegrei dal valore della viscosità per eruzioni a bassa esplosività

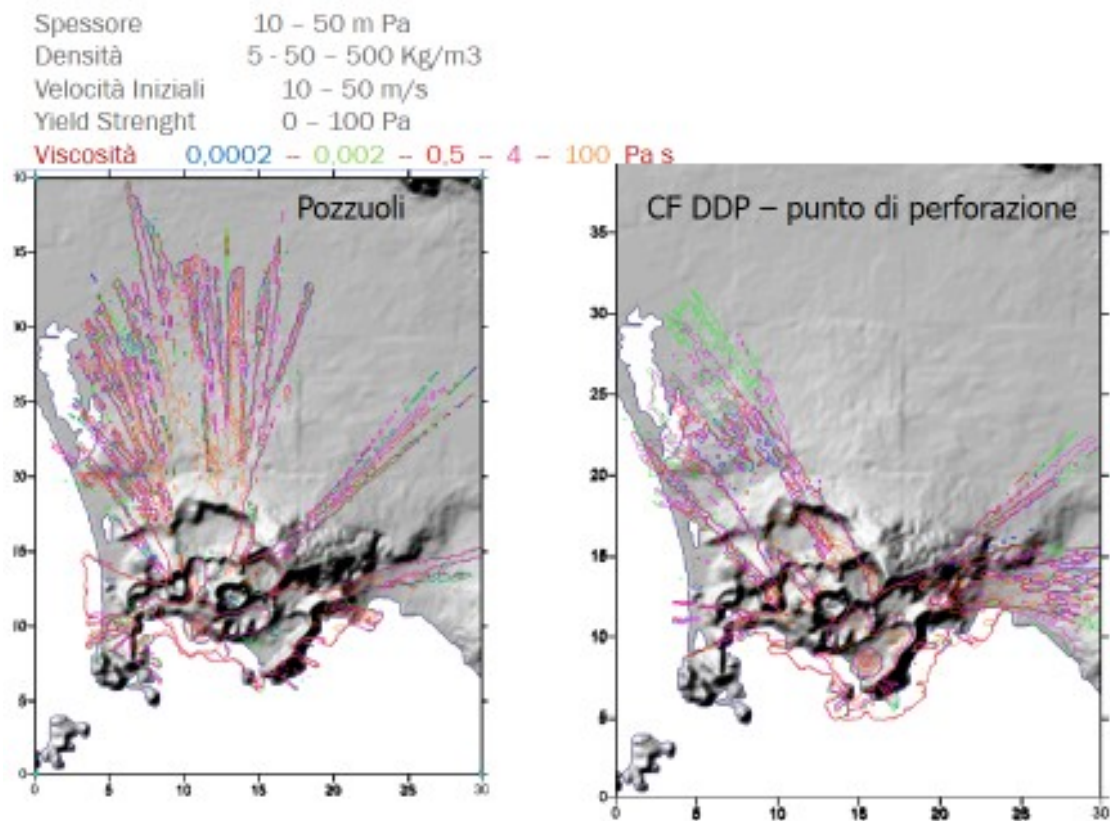


Fig. 4.4 b -Dipendenza del modello dei flussi ai Campi Flegrei dal valore della viscosità per eruzioni a alta esplosività

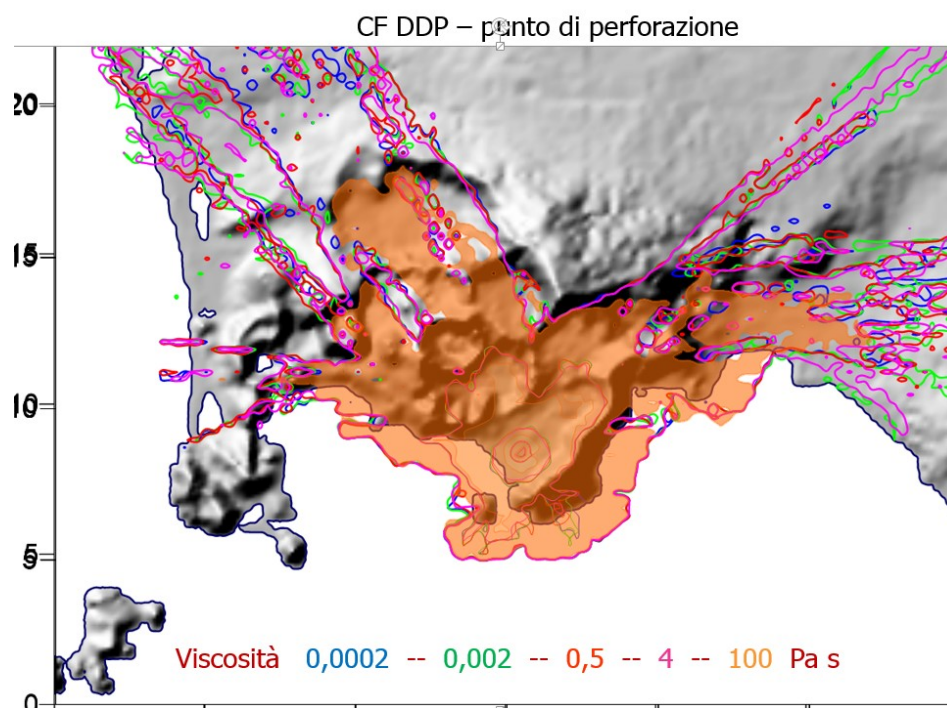


Fig. 4.4 c- Dettaglio

Dalle immagini 4.3 (a, b, c) si evince come per valori della viscosità inferiore a 100 Pa s pur variando gli altri parametri le diffusioni areali delle varie simulazioni sono pressoché sovrapponibili. Solo per viscosità di 100 Pa s si nota come la diffusione dei flussi risenta maggiormente della topografia.

4.4. - DIPENDENZA DEL MODELLO DEI FLUSSI AI CAMPI FLEGREI DALLA VELOCITÀ INIZIALE

Anche in questo caso si è studiata la dipendenza del modello utilizzato per la simulazione dai valori dei flussi dalla velocità iniziale per due tipi di eruzioni (ad alta e bassa esplosività) e per i due possibili punti di eruzione.

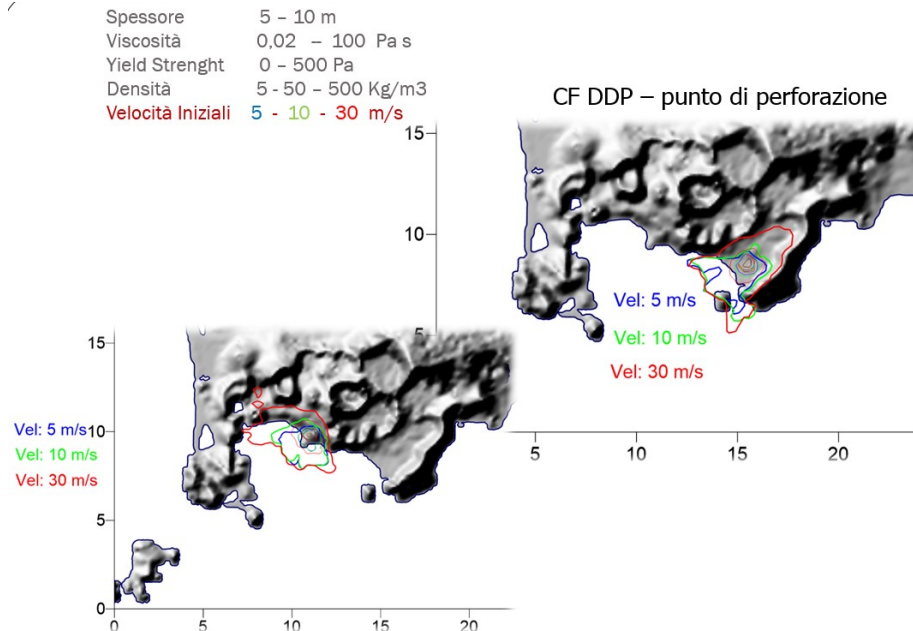


Fig. 4.5 a - Dipendenza del modello dei flussi ai Campi Flegrei dal valore della velocità iniziale dei flussi per eruzioni a bassa esplosività

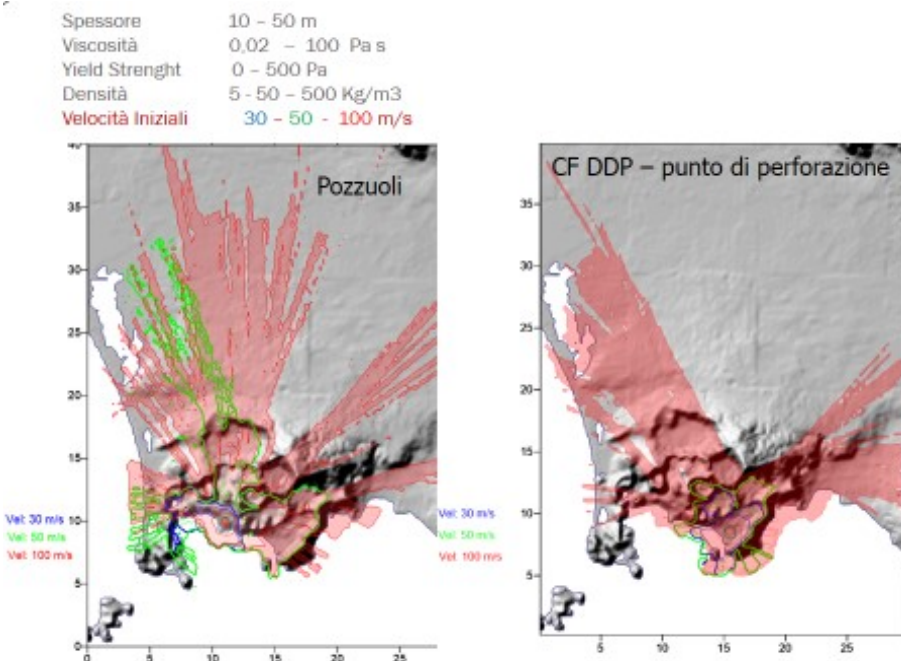


Fig. 4.5 b - Dipendenza del modello dei flussi ai Campi Flegrei dal valore della velocità iniziale dei flussi per eruzioni a alta esplosività

Dalle immagini 4.5 (a, b) si evince come la velocità iniziale dei flussi piroclastici sia un parametro che condiziona fortemente la propagazione dei flussi piroclastici. È importante notare

che per valori della velocità iniziale maggiore di 50 m/s la propagazione dei flussi coinvolge anche i quartieri centrali della città di Napoli.

4.5. - DIPENDENZA DEL MODELLO DEI FLUSSI AI CAMPI FLEGREI DALLA DENSITÀ DEL FLUSSO

La densità ρ è il rapporto tra la massa m e il volume V . Per dare valori di riferimento ricordiamo che la densità dell'aria è pari a circa $1,3 \text{ kg/m}^3$ e quella dell'acqua distillata a 1000 kg/m^3 . Secondo i dati della letteratura (ad esempio, Scintille 1976 Freundt e Schmincke 1986 Valentine 1987, Palladino e Valentine 1995 Dellino et al. 2008), i valori della densità del flusso possono variare da pochi kg/m^3 , nelle parti molto diluite dei PDC a valori anche $> 2000 \text{ kg/m}^3$ (tipico di valanghe di roccia o di frane) nelle parti basali dei PDC ad elevata concentrazione di particelle.

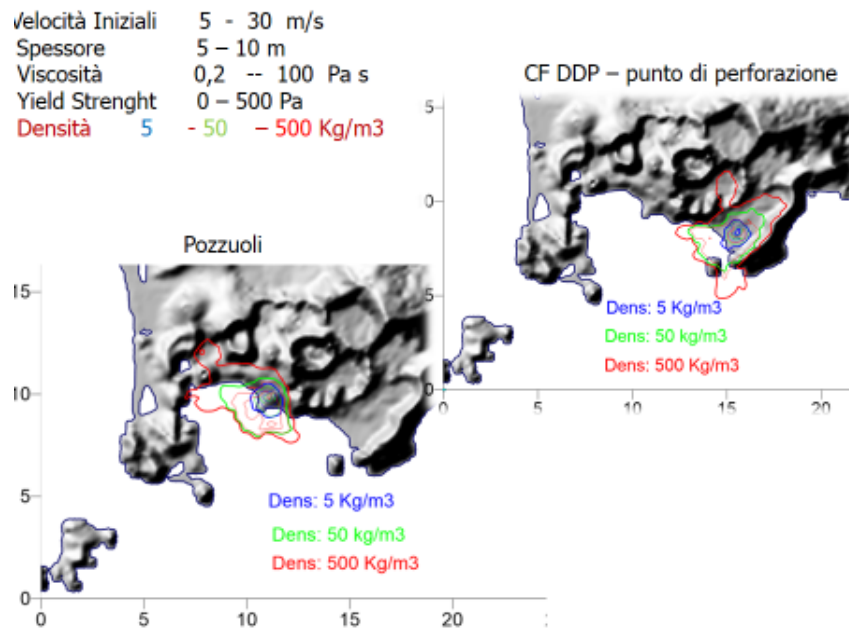


Fig. 4.6 a - Dipendenza della diffusione areale dei flussi dal valore della densità dei flussi per eruzioni a bassa esplosività

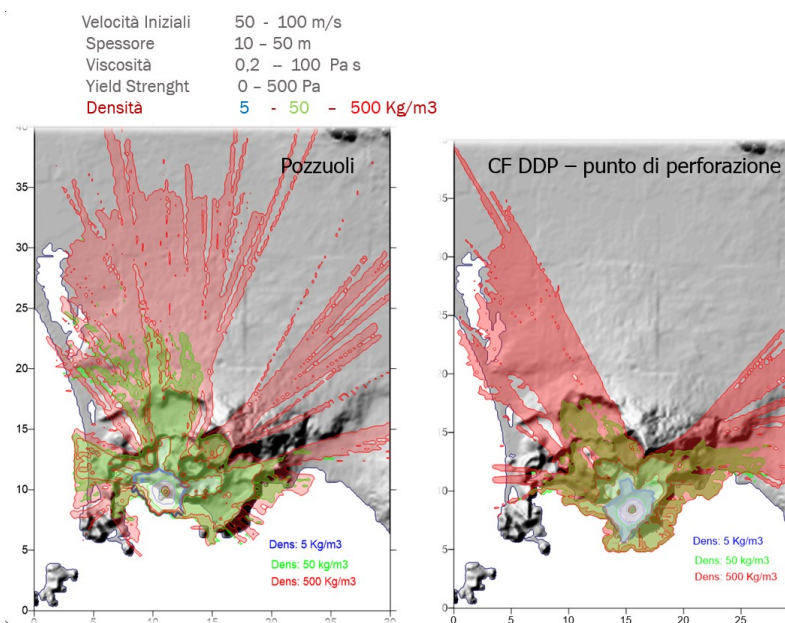


Fig. 4.6 b - Dipendenza della diffusione areale dei flussi dal valore della densità dei flussi per eruzioni a alta esplosività

Dalle figure 4.6 (a, b) si evince come la densità dei flussi piroclastici sia un altro parametro che molto condiziona la propagazione dei flussi piroclastici, in particolare per valori di densità più elevati, la maggiore quantità di moto del flusso permette ai flussi di superare i rilievi topografici. Per densità maggiori di 50 kg/m^3 e per eruzioni altamente esplosive i flussi riescono a superare anche i rilievi più alti.

4.6 DIPENDENZA DEL MODELLO DEI FLUSSI AI CAMPI FLEGREI DALLO SPESSORE DEL FLUSSO

Lo spessore del flusso è un indice anche della capacità del flusso di superare gli ostacoli. Esso è determinabile a partire dai depositi in modo non sempre banale.

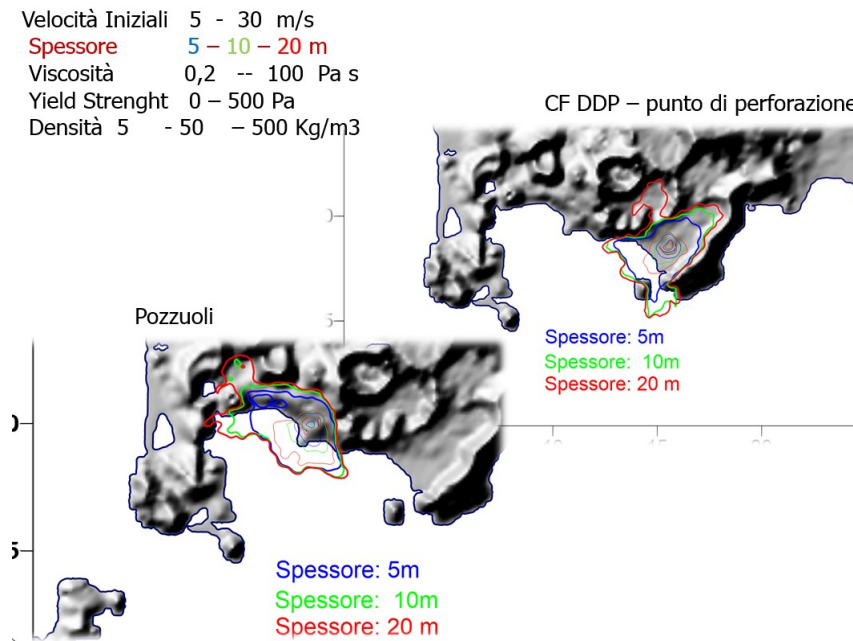


Fig. 4.7 a - Dipendenza del modello dei flussi dal valore dello spessore dei flussi per eruzioni a bassa esplosività

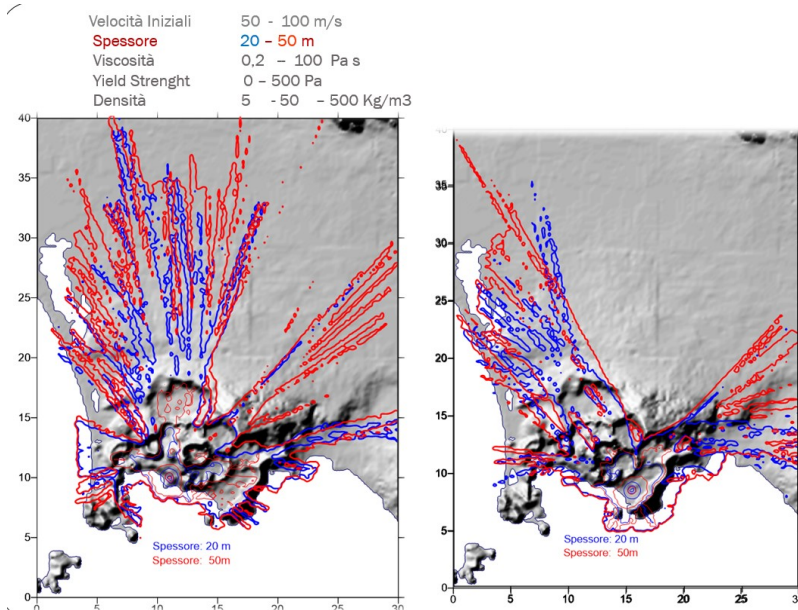


Fig. 4.7 b - Dipendenza del modello dei flussi dal valore dello spessore dei flussi per eruzioni a alta esplosività

Dalle figure 4.7 (a, b) si può evincere come lo spessore dei flussi piroclastici, entro un piccolo range, non condiziona in modo determinante la propagazione dei flussi piroclastici. Ciò è dovuto sicuramente anche alla ristretta forbice considerata.

CAPITOLO 5

LE SIMULAZIONI

5.1. - I DATI DI INPUT: BOCCHE ERUTTIVE

A dispetto di un enorme miglioramento della conoscenza dell'impostazione vulcano-tettonico, dell'evoluzione magmatica e della storia eruttiva dei Campi Flegrei (ad esempio, Pappalardo et al 2002, 2012; Fedele et al 2011, Cannatelli 2012, e riferimenti ivi.), rimane molto incerta la previsione della posizione della bocca eruttiva di una futura eruzione. L'attività eruttiva avvenuta in età inferiore ai 15 ka mostra una possibile relazione tra luoghi in cui è avvenuta un'eruzione e i lineamenti tettonici (ad esempio, Miseno-Baia e Concola-Minopoli) (D'Antonio et al. 1999). Tuttavia, negli ultimi 5 ka, anche se le eruzioni sono state spesso localizzate nella parte centrale della caldera, a ~ 2 km dalla città attuale di Pozzuoli (ad esempio, Solfatara, Agnano-Montespina, ed eruzioni Astroni), una serie di eruzioni (ad esempio, Archiaverno, Averno, Nisida, Baia, Miseno e l'evento più giovane di AD 1538 Monte Nuovo) sono avvenute su un'area più ampia che si estende fino ai bordi della caldera, indicando così che un evento futuro potrebbe verificarsi in qualsiasi parte del caldera, compresi i suoi margini. D'altra parte, non vi è alcuna prova di una

bocca eruttiva fuori dal bordo calderico nell'ultimo 15 ka. Inoltre, Isaia et al. (2009) hanno evidenziato che negli ultimi 4.1 ka durante l'attività vulcanica vi sono state eruzioni contemporanee da bocche situate in diversi punti della caldera.

Per questi motivi, seguendo l'impostazione di Rossano et al. (2004), al fine di esplorare una serie completamente rappresentativa di possibili bocche eruttive comprese le zone centrali, intermedie e periferiche della caldera, così come pianure intra-caldera e rilievi, si sono presi in considerazione due gruppi di possibili bocche eruttive:

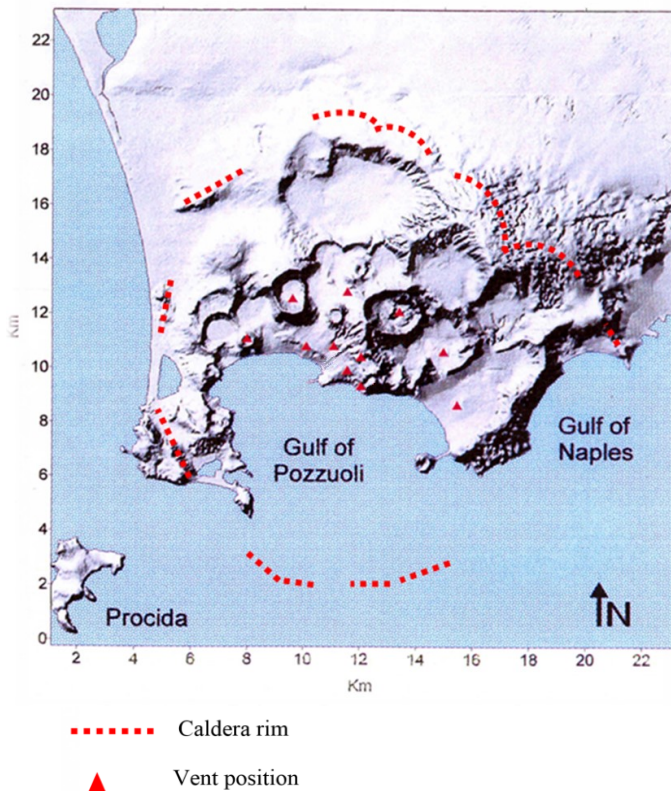


Fig. 5.1 - I° gruppo di bocche eruttive composto da n.11 siti

- 1) uno di n.11 aperture con il livello omogeneo di probabilità, posizionate a semicerchio attorno alla città di Pozzuoli, nei pressi delle posizioni delle eruzioni più recenti (<5 ka), e dei punti di maggiore deformazione verticale ed orizzontale avvenuta durante le crisi bradisismiche degli ultimi decenni.

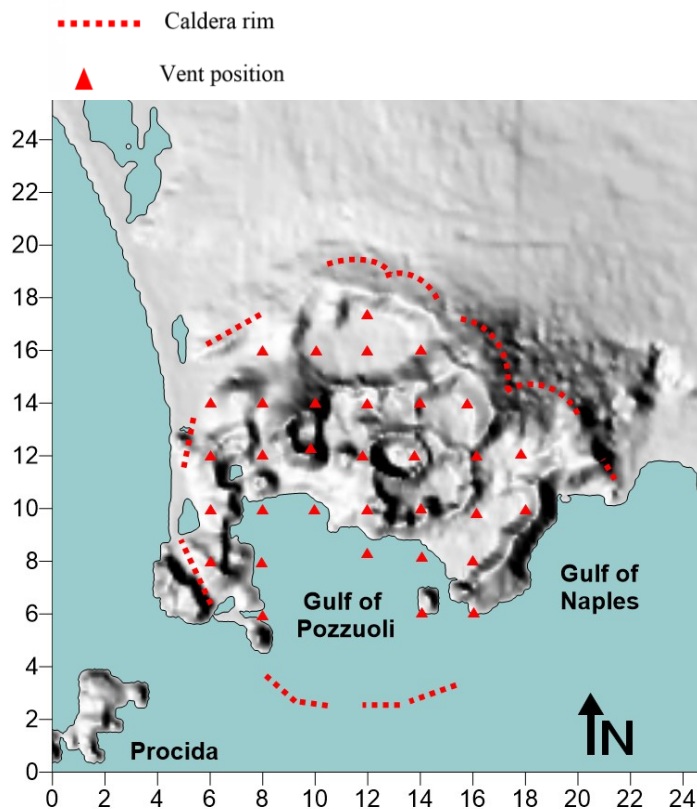


Fig. 5.2 - II° gruppo di bocche eruttive composto da n.33 siti

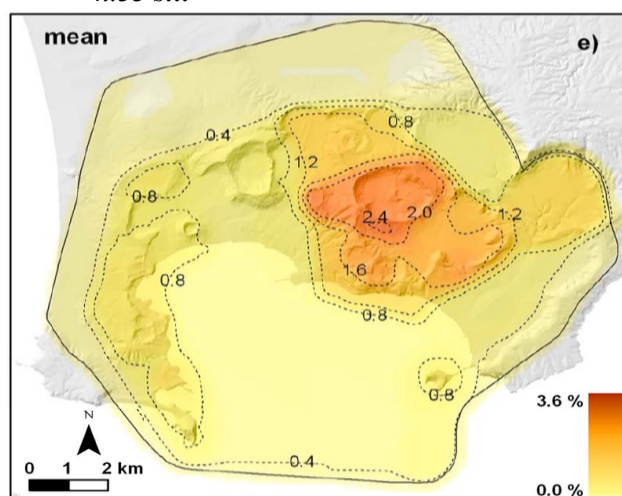
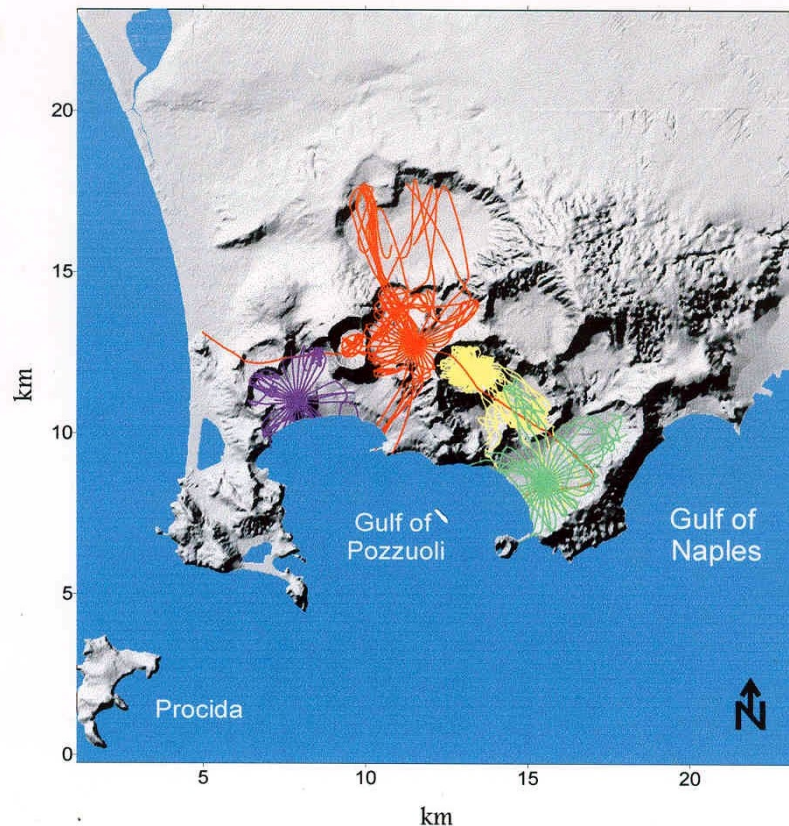


Fig. 5.3 - Mappa delle probabilità di apertura delle bocche eruttive per la prossima eruzione ai Campi Flegrei secondo il lavoro di A. Bevilacqua et al (2015)

- 2) Un'altra di n. 33 aperture regolarmente spaziate secondo una griglia a maglie quadrate di lato 2 km inscritta all'interno del bordo calderico. Ad ogni singolo punto è stata associata una probabilità normalizzata determinata a partire dal lavoro di A. Bevilacqua et al (2015) e di cui se ne riporta la mappa utilizzata in Fig. - 5.3.

In tale lavoro si mostrano le presumibili probabilità medie di apertura di nuove bocche eruttive. I contorni e colori indicano la percentuale probabilità (condizionata al verificarsi di una eruzione) di apertura di nuove bocche eruttive per km².



Per entrambi i casi, come già descritto, si procede, alla modellazione numerica simulando, da ogni punto considerato, una famiglia di traiettorie di flusso generati in tutte le direzioni su un modello 3D di superficie topografica, considerando un insieme specifico di proprietà dei PDC per ogni scenario VEI (vedi in seguito).

Fig. 5.4 - Esempio esplicativo di modellazione numerica in cui vengono riportate le traiettorie dei flussi fuoriusciti da n.4 punti (caratterizzati da colore diverso) fatti partire in tutte le direzioni su un modello 3D della superficie topografica dei Campi Flegrei (Rossano et al. 2004).

5.2. - BASE GRAFICA CON TOPOGRAFIA, CONFINI COMUNALI E DENSITÀ ABITATIVA

Per essere chiare ed utilizzabili, le mappe devono rappresentare contemporaneamente diverse informazioni. Per raggiungere questo scopo, è opportuno utilizzare un sistema GIS di mappe di base e layer con cartografia, che consentono di disegnare contemporaneamente più di una informazione.

Le mappe utilizzate in questo lavoro hanno più layer: la topografia evidenziata da rilievi ombrati, i confini comunali, le aree ad alta densità abitativa (maggiore di 1000 ab / km²) e le mappe di pericolosità vulcanica o di valore massimo di sovrappressione dinamica dovuta al passaggio dei flussi piroclastici.

È altresì importante non aggiungere troppi elementi a una mappa rendendola difficile da leggere.

L'immagine (Fig. 5.5) riporta per l'area di interesse i confini comunali, le aree ad alta densità

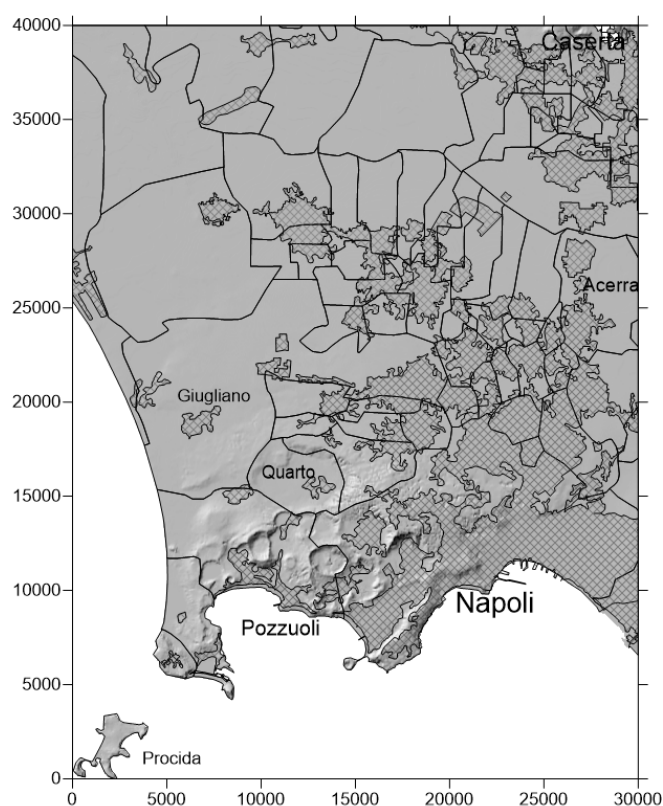


Fig. 5.5 Mappa utilizzata

abitativa e la topografia riprodotta in shadow relief.

Tale zona è tra le più densamente popolate del mondo come si evince anche dal fatto che: la provincia di Caserta conta 925.000 abitanti mentre la Provincia di Napoli 3.118.000 abitanti ed ancora se si guarda la classifica dei primi 10 comuni italiani ordinata per densità di popolazione misurata in abitanti per km quadrato (Tab. 5.1) si può notare come otto comuni su 10 appartengono alla provincia di Napoli e sono tutti riportati nell'area considerata (Portici e San Giorgio a Cremano situati ad est di Napoli, solo in parte).

	Comune	Popolazione <i>residenti</i>	Superficie <i>km²</i>	Densità <i>abitanti/km²</i>
1.	Casavatore (NA)	18.706	1,53	12.253
2.	Portici (NA)	55.537	4,60	12.060
3.	San Giorgio a Cremano (NA)	45.779	4,11	11.151
4.	Melito di Napoli (NA)	38.064	3,81	9.985
5.	NAPOLI (NA)	978.399	119,02	8.220
6.	Frattaminore(NA)	16.193	2,05	7.897
7.	Bresso (MI)	26.255	3,38	7.762
8.	Arzano (NA)	35.033	4,71	7.444
9.	MILANO(MI)	1.337.155	181,67	7.360
10.	Cardito (NA)	22.733	3,21	7.086

Tabella 5.1 - Classifica dei dieci comuni italiani con la più elevata densità abitativa (Elaborazioni su dati ISTAT 2014)

Inoltre tali valori di densità risultano, tra i più elevati del mondo come evidenziato dalla tabella successivamente riportata.






Posizione	Stato	Densità di popolazione (abitanti per km ²)	Popolazione (2013) (fonti Banca Mondiale)
1	 Macao	20.497	566.375
2	 Monaco	15.255	35.881
3	 Singapore	7.681	5,399 milioni
4	 Hong Kong	6.480	7,188 milioni
5	 Vaticano	1.900	836

Tabella 5.2 - Prospetto sviluppato dalle Nazioni Unite che illustra le cinque Nazioni a più alta densità di popolazione al mondo. Fonte: CIA World Factbook (2012)

Nella seguente immagine è possibile apprezzare visivamente l'elevatissima urbanizzazione della caldera dei Campi Flegrei e delle aree circostanti (Fig. 5.6 NASA EO-1 team. Earth Observatory)



5.3. - I DATI DI INPUT: PROPRIETÀ DEI PDC PER I DIVERSI SCENARI DI VEI

Partendo dalla impostazione del precedente modello (Rossano et al, 1996, 2004), e seguendo l'approccio di Mastrolorenzo e Pappalardo (2010) per il Somma-Vesuvio, e tenendo conto di quanto emerso nei paragrafi precedenti si sono simulati diversi PDC ai Campi Flegrei, potenzialmente associati alle eruzioni di diverso VEI.

In particolare, si è determinata la matrice dei dati in input per eruzioni con VEI che vanno da 2 a 6, per due diverse tipologie di PDC (concentrati e diluiti) dei valori parametri fisici e la loro gamma di variazione dedotto dagli eventi studiati (tabelle 5.3 e 5.4), ossia: velocità del flusso alla bocca, spessore del flusso ed i parametri reologici della miscela di gas-particelle (viscosità e Yield Strength, densità). Non sono stati considerati i parametri caratteristici di eventi VEI 7 (ad esempio, dell'Ignimbrite Campana di 39 ka, De Vivo et al. 2001) né quelli da eventi con PDC concentrati con VEI 6 in quanto sono considerati eventi con probabilità estremamente bassa (probabilità condizionata desunta <1%).

Parametri del flusso	VEI 2	VEI 3	VEI 4	VEI 5
Velocità iniziale (m/s)	10- 20	20- 30	30-50	50-100
Spessore (m)	2-5	5- 10	10-15	15-20
Viscosità (Pa s)	10-50	10-50	10-50	10-50
Yield Strength (Pa)	100 - 2000	100 - 2000	100 - 2000	100 - 2000
Densità (Kg/m ³)	300 - 1000	300 - 1000	300 -1000	500

Tabella 5.3 - Input per simulazioni dei PDC concentrati

Parametri del flusso	VEI 2	VEI 3	VEI 4	VEI 5	VEI 6
Velocità iniziale (m/s)	20-50	50-60	60-90	90-110	110-150
Spessore (m)	10-20	20-25	30-60	60-90	90-120
Viscosità (Pa s)	0,002 - 1	0,002 - 1	0,002 - 1	0,002 - 1	0,002 - 1
Yield Strength (Pa)	0	0	0	0	0
Densità (Kg/m ³)	30	100	100	100	100

Tabella 5.4 - Input per simulazioni dei PDC diluiti

Il campionamento dei valori riportati nelle matrici delle tabella 5.3 e 5.4 permette, per ogni classe VEI, di generare famiglie di traiettorie di PDC numeriche che si propagano da ogni bocca eruttiva (vent) in tutte le direzioni sulla Digital Elevation Model dei Campi Flegrei (fonte: Laboratorio di Geomatica e Cartografia, INGV-OV Napoli e *Vilardo G. et al. 2013*). In tal modo, considerando l'intero set di simulazioni effettuate al computer, si è ottenuto uno scenario vulcanologo-probabilistico completo per ogni VEI.

5.4. - RISULTATI

Gli scenari simulati, considerando due set di possibili bocche eruttive e due tipi di PDC con diverse concentrazioni di particelle, sono mostrati, per quanto riguarda le probabilità di diffusione areale dei PDC, nelle figure da Fig. 5.7 a Fig.5.11 e, per quanto riguarda i valori massimi di sovrappressione dinamica, da Fig.5.12 a Fig. 5.16 per ogni VEI. Le mappe prodotte forniscono sia le distanze massime raggiunte dai PDC che si propagano in tutte le direzioni sia la probabilità di una data località di essere interessata dal passaggio di PDC considerato proporzionale al numero di passaggi delle linee di flusso in ciascuna unità di superficie, (Rossano et al, 2004) per ogni caso di specifico considerato. Questo approccio è particolarmente indicato per descrivere le propagazioni a livello regionale dei PDC (cioè il percorso dei flussi, le massime distanze raggiunte, ed il controllo della topografia) fondamentali per la creazione di mappe di rischio vulcanico, piuttosto che il comportamento dettagliato dei PDC in termini di dinamica dei fluidi locali e dei processi di sedimentazione.

Inoltre, l'output del programma di simulazione fornisce, sito per sito, il valore della sovrappressione dinamica massima prodotta dai PDC per ogni scenario considerato (Fig. 5.12 – Fig. 5.16)

Le mappe di seguito riportate mostrano la probabilità per ogni località di essere interessate dal passaggio di PDC diluiti o concentrati sia per il I° set di n.11 bocche eruttive concentrate nella parte interna della caldera sia per il II° set di n.33 bocche eruttive omogeneamente distribuite in tutta la caldera e successivamente le stesse mappe riportanti sito per sito le massime sovrappressioni dinamiche associate (calcolato seguendo l'approccio di Valentine 1998).

La valutazione del danno dai PDC indotto alle strutture e all'ambiente naturale, corrispondenti a diversi valori di sovrappressione dinamica, è stata effettuata sulla base degli effetti delle

esplosioni nucleari (Valentine, 1998). Più in particolare, risultati sperimentali, riportati per costruzioni tipiche della zona napoletana (Petrizzuoli e Zuccaro 2004) e Montserrat (Baxter et al 2005) indicano che, per danni alle strutture dovuti alla sovrappressione dinamica, il valore soglia inferiore è ~ 1 kPa ; per sovrappressioni dinamiche tra 5 e 16 ka si possono verificare danni gravi alle costruzioni e alcuni crolli; per valori dell'ordine di poche decine di kPa possono verificarsi collassi estesi e distruzioni complete degli edifici.

Le simulazioni numeriche proposte consentono di fornire dati per una zonizzazione regolare dei parametri di rischio nell'area dei Campi Flegrei e adatte ad essere inseriti in un sistema di informazione geografica (GIS) e resi disponibili via web, al fine di renderli utilizzabili da funzionari locali e governativi e utenti esperti per la mitigazione del rischio e la gestione informazione e formazione.

5.4.1 - LE PROBABILITÀ

Nel gruppo di mappe visualizzate nelle pagine seguenti (da Fig. - 5.8 a Fig.- 5.11) vengono riportate le probabilità delle varie porzioni di territorio dei Campi Flegrei di essere attraversate da linee di flusso di PDC sia diluiti sia concentrati, al variare sia del VEI dell'eruzione sia del set di bocche eruttive considerate.

Scenari scaturiti da eruzioni con VEI 2

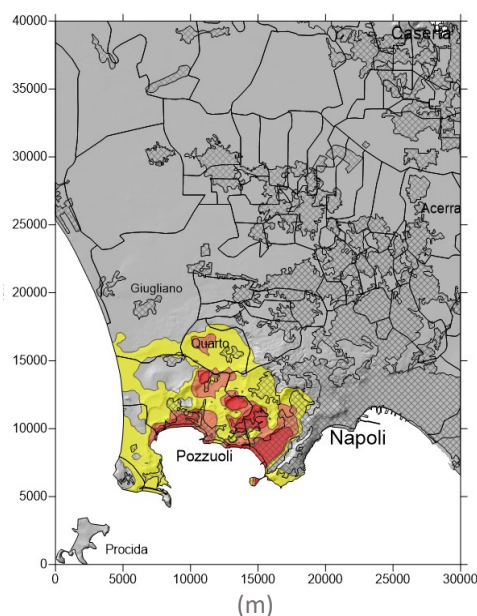
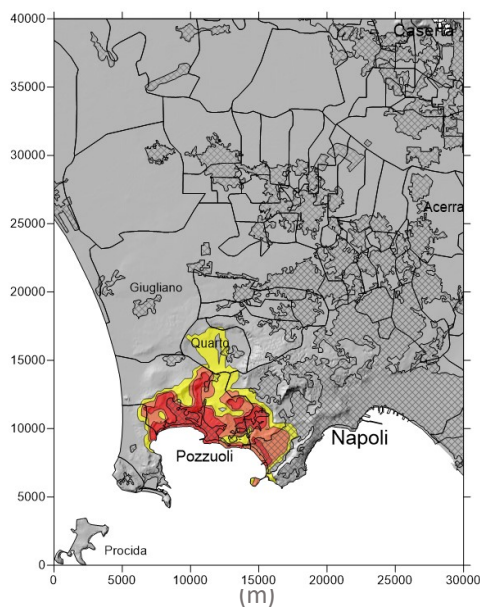
PDC diluiti: set da 11 e 33 vent

(B)



(A)

(C)



50

PDC concentrati: set da 11 e 33 vent

(D)

(E)

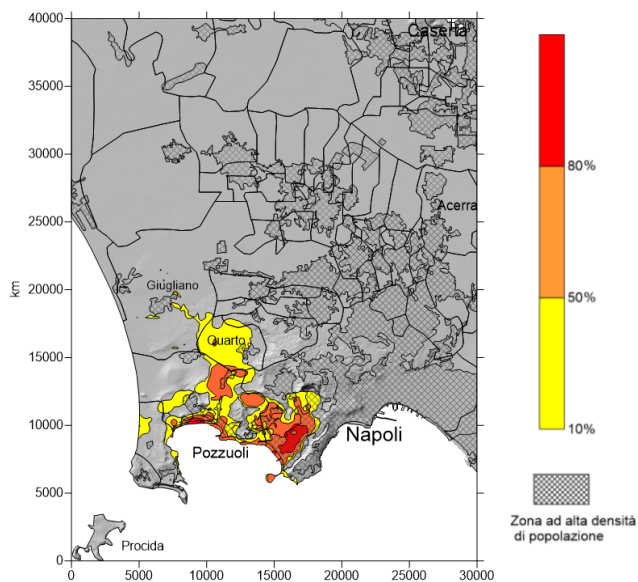
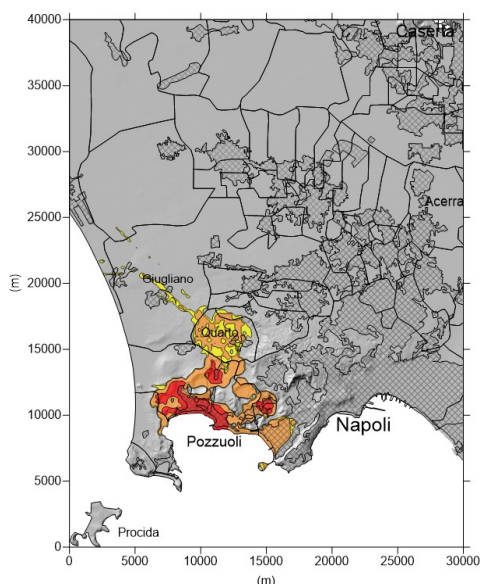


Figura 5.7- VEI 2. I risultati del modello per eruzioni con VEI 2 ai Campi Flegrei. A) Limite massimo (linea rossa) raggiunto dal PDC durante l'eruzione di Monte Nuovo del 1538 dC presa come rappresentativa di un evento VEI 2 ai Campi Flegrei; (B) e (C) mappa di probabilità condizionata (cioè, probabilità di una data area di essere interessata dal passaggio di PDC nel caso di una eruzione con VEI 2) per PDC diluiti considerando i set da 11 vent e da 33 vent rispettivamente; (D) e (E) mappa di probabilità condizionata per PDC concentrati considerando i set da 11 vent e da 33 vent rispettivamente. Le zone ad alta densità abitativa sono evidenziate dal disegno quadrettato.

Scenari scaturiti da eruzioni con VEI 3

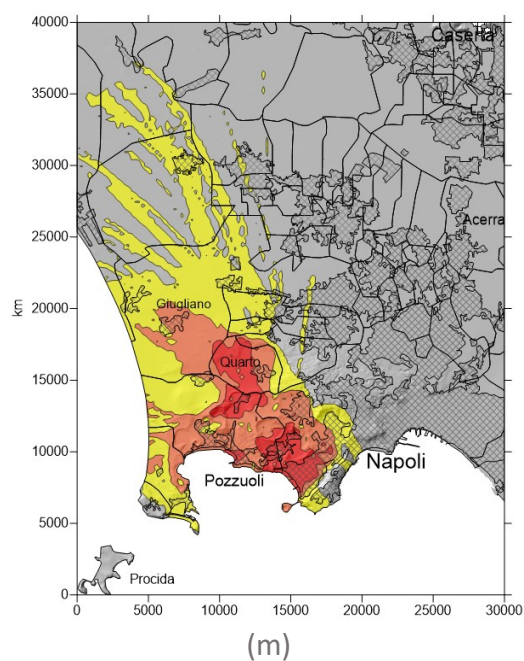
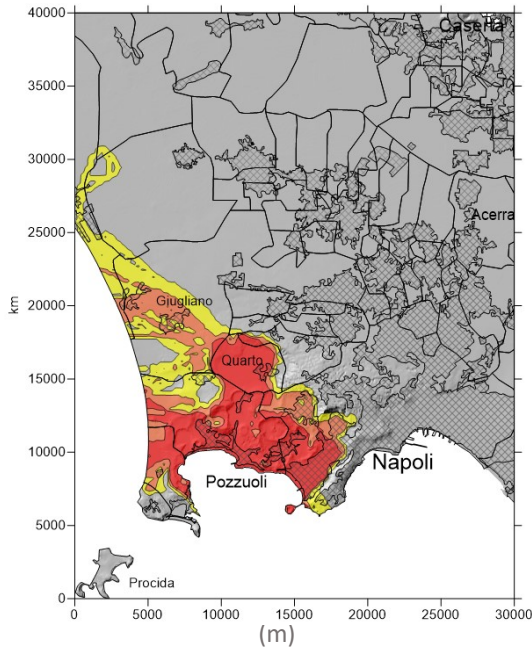
PDC diluiti: set da 11 e 33 vent

(B)



(A)

(C)



PDC concentrati e set da 11 e 33 vent

(D)

(E)

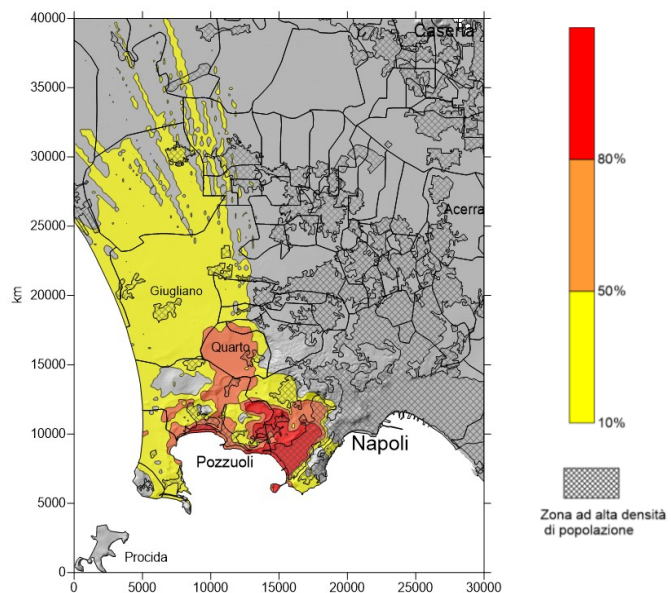
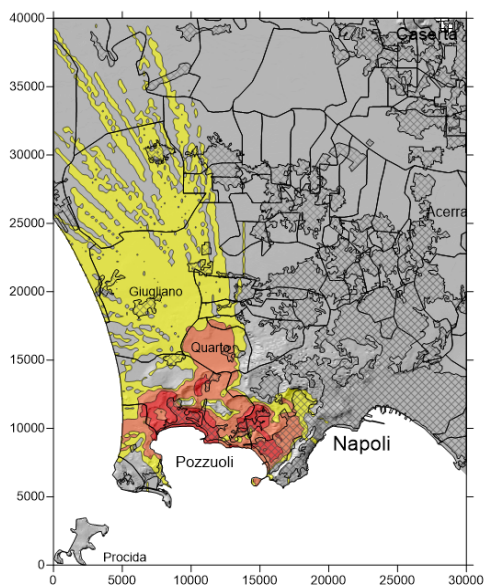
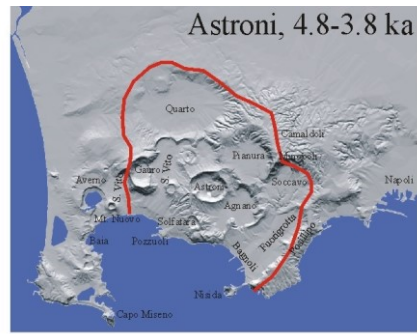


Figura 5.8 - VEI 3. I risultati del modello per eruzioni con VEI 3 ai Campi Flegrei. A) Limite massimo (linea rossa) raggiunto dal PDC durante l'eruzione di Averno ~ 3,9-3,7 ka, presa come rappresentativa di un evento VEI 3 ai Campi Flegrei; (B) e (C) mappe di probabilità condizionata (cioè, probabilità di una data area di essere interessata dal passaggio di PDC nel caso di una eruzione con VEI 3) per PDC diluiti considerando i set da 11 vent e da 33 vent rispettivamente; (D) e (E) mappa di probabilità condizionata per PDC concentrati considerando i set da 11 vent e da 33 vent rispettivamente. Le zone ad alta densità abitativa sono evidenziate dal disegno quadrettato.

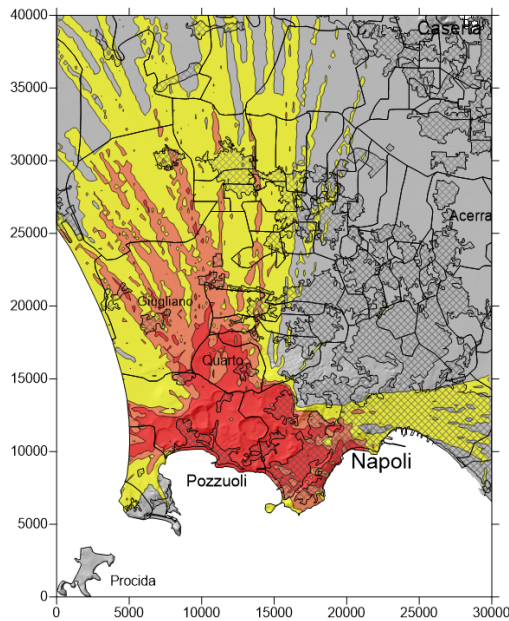
Scenari scaturiti da eruzioni con VEI 4

PDC diluiti: set da 11 e 33 vent

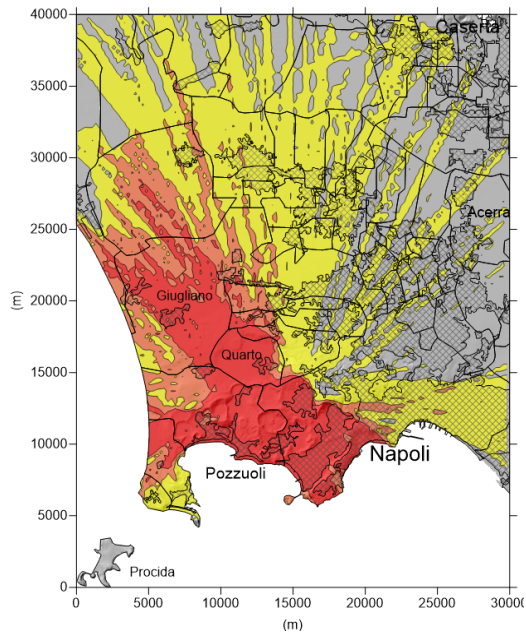


(A)

(B)

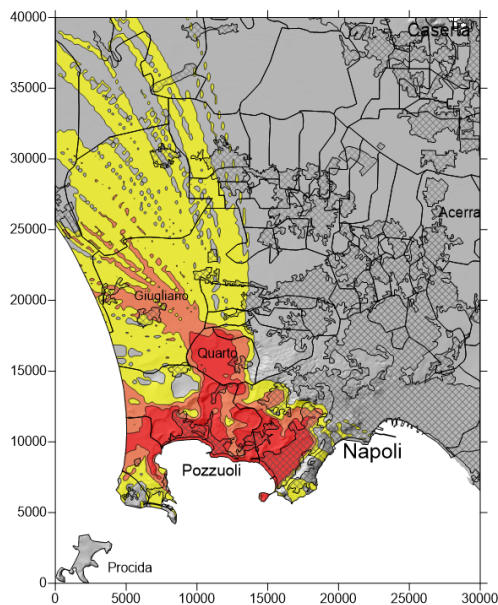


(C)



PDC concentrati e set da 11 e 33 vent

(D)



(E)

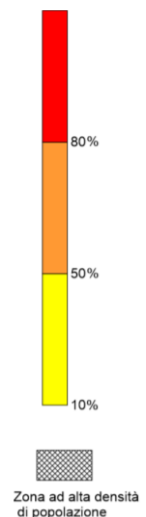
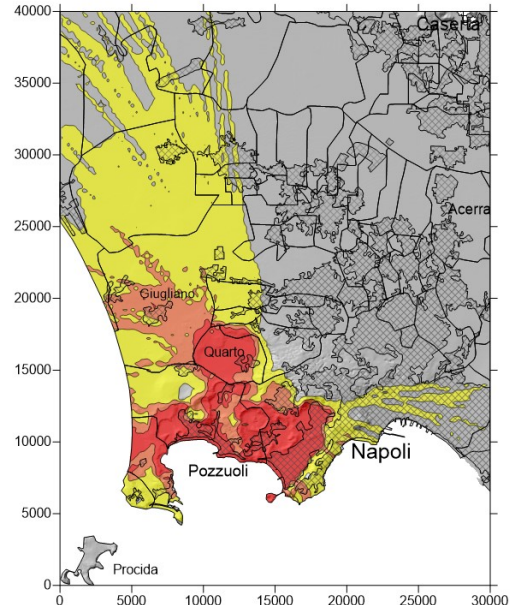
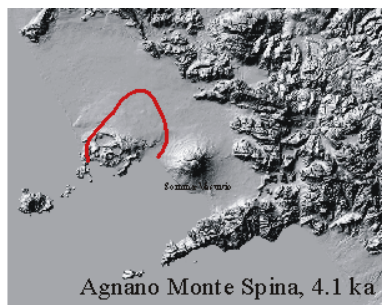
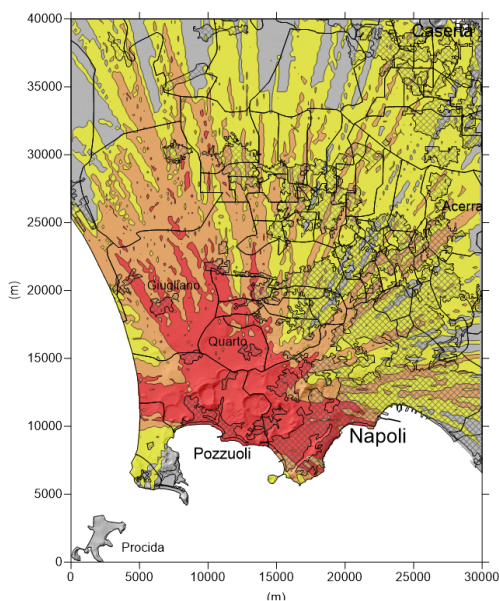


Figura 5.9 - VEI 4 I risultati del modello per eruzioni con VEI 4 ai Campi Flegrei. A) Limite massimo (linea rossa) raggiunto dal PDC durante l'eruzione di Astroni ~ 4,1-3,8 ka presa come rappresentativa di un evento VEI 4 ai Campi Flegrei; (B) e (C) mappe di probabilità condizionata (cioè, probabilità di una data area di essere interessata dal passaggio di PDC nel caso di una eruzione con VEI 4) per PDC diluiti considerando i set da 11 vent e da 33 vent rispettivamente; (D) e (E) mappa di probabilità condizionata per PDC concentrati considerando i set da 11 vent e da 33 vent rispettivamente. Le zone ad alta densità abitativa sono evidenziate dal disegno quadrettato.

Scenari scaturiti da eruzioni con VEI 5

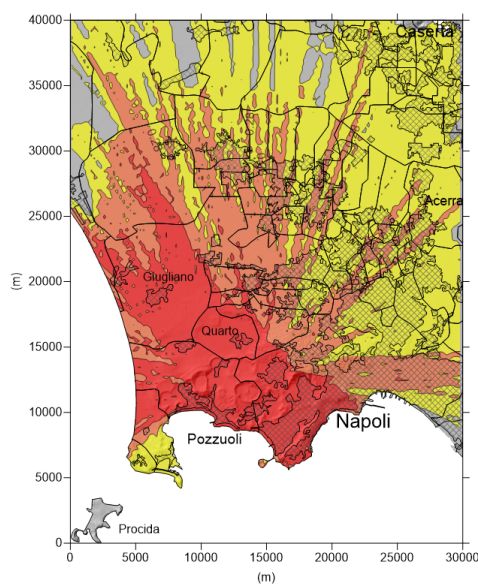
PDC diluiti: set da 11 e 33 vent

(B)



(A)

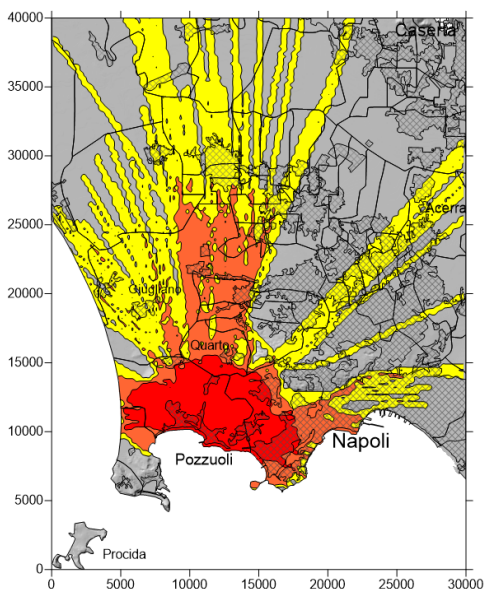
(C)



53

PDC concentrati e set da 11 e 33 vent

(D)



(E)

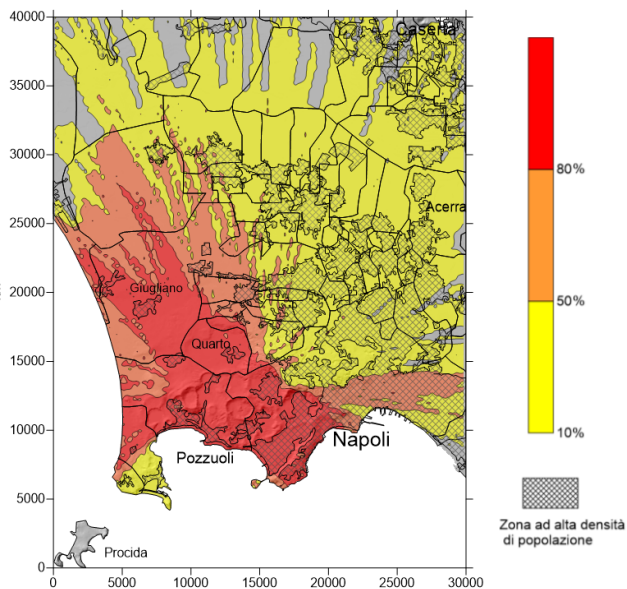


Figura 5.10 - VEI 5 I risultati del modello per eruzioni con VEI 5 ai Campi Flegrei. A) Limite massimo (linea rossa) raggiunto dal PDC durante l'eruzione di Agnano Monte Spina ~ 4.1 ka, presa come rappresentativa di un evento VEI 5 ai Campi Flegrei; (B) e (C) mappe di probabilità condizionata (cioè, probabilità di una data area di essere interessata dal passaggio di PDC nel caso di una eruzione con VEI 5) per PDC diluiti considerando i set da 11 vent e da 33 vent rispettivamente; (D) e (E) mappa di probabilità condizionata per PDC concentrati considerando i set da 11 vent e da 33 vent rispettivamente. Le zone ad alta densità abitativa sono evidenziate dal disegno quadrettato.

Scenari scaturiti da eruzioni con VEI 6

(A)

PDC diluiti con set da 11 e 33 vent

(B)

(C)

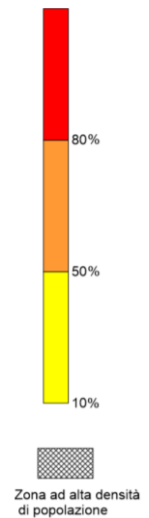
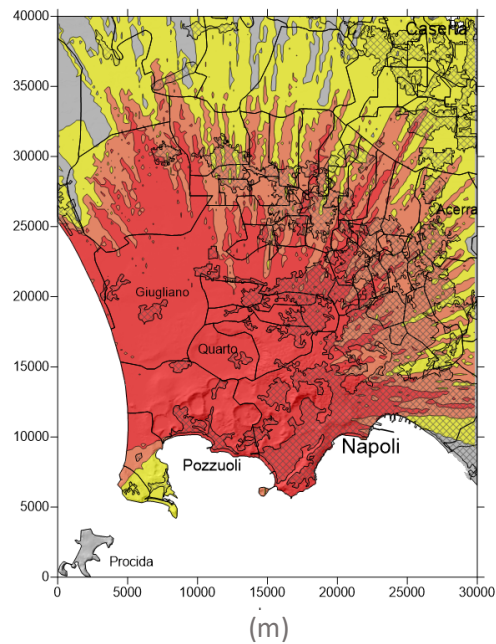
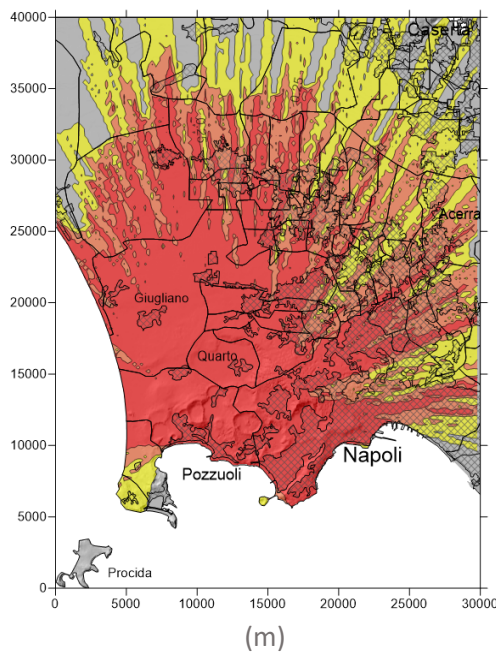
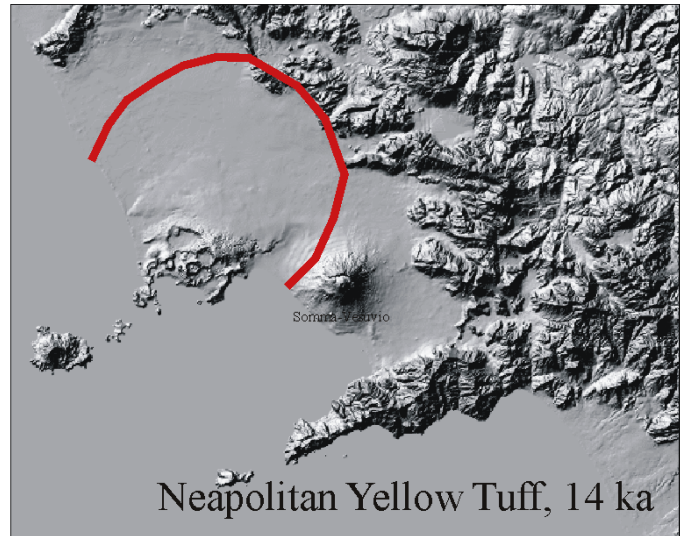


Figura 5.11 - VEI 6 I risultati del modello per eruzioni con VEI 6 ai Campi Flegrei. A) Limite massimo (linea rossa) raggiunto dal PDC durante l'eruzione del Tufo Giallo Napoletano circa 15 ka, presa come rappresentativa di un evento VEI 6 ai Campi Flegrei; (B) e (C) mappe di probabilità condizionata (cioè, probabilità di una data area di essere interessata dal passaggio di PDC nel caso di una eruzione con VEI6) per PDC densi considerando i set da 11 vent e da 33 vent rispettivamente. Le zone ad alta densità abitativa sono evidenziate dal disegno quadrettato.

5.4.2 - LE SOVRAPPRESSIONI DINAMICHE

Di seguito vengono riportate le mappe in termini di valori delle sovrappressioni dinamiche massime: ad ogni luogo viene associato il valore massimo della sovrappressione dinamica dei PDC tra tutti flussi simulati che attraversano l'area considerata.

La sovrappressione dinamica viene definita come la pressione corrispondente alla parte di energia posseduta dall'unità di massa del fluido a causa della sua velocità (energia cinetica). Essa agisce nella stessa direzione del moto del fluido e viene sempre considerata di segno positivo. La sovrappressione dinamica è funzione della velocità e della densità del fluido ed è espressa dalla seguente formula:

$$P_d = \frac{1}{2} \rho v^2$$

dove:

P_d = sovrappressione dinamica in Pa (Pascal)

ρ = densità del fluido in kg/m³

v = velocità del fluido in m/s

Sulla base di dati teorici e sperimentali i danni prevedibili alle strutture (Harris R.J, et al. 1989) (Valentine, 1998) sono:

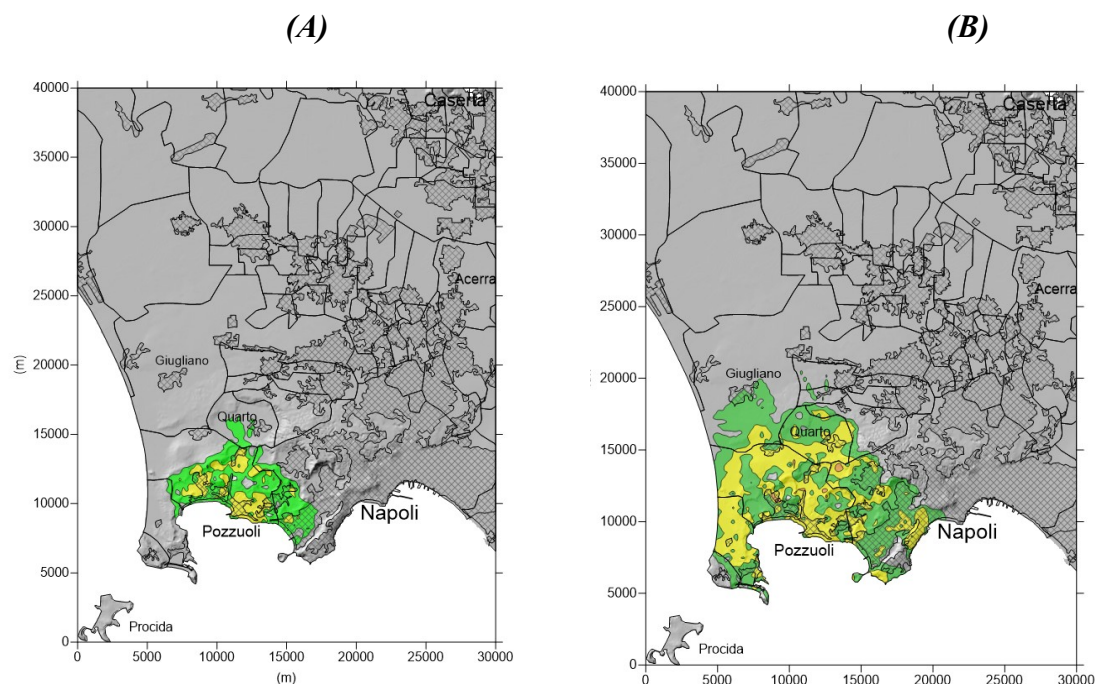
55

Sovrappressione (kPa)	Danni prevedibili alle strutture
0,1	Rumore fastidioso
1 – 1,5	Rottura dei vetri di finestre (50%)
3,5 – 5	Rottura dei vetri di finestre (75 – 90 %)
3,5 – 7	Piccoli danni in alcuni edifici in muratura leggera
7 – 12	Pannelli di metallo deformati
14 – 17	Cedimento tetti abitazioni e danni a muratura
12 – 20	Danni evidenti ai muri
20 - 24	Rottura pannelli in calcestruzzo e gravi danni edifici in muratura
35 – 38	Demolizione di edifici in legno, deformazioni muri in calcestruzzo (20 cm) distruzione muratura in laterizio
45 – 49	Rottura tubazioni
30 – 50	Danni gravi a costruzioni in acciaio
53 – 56	Cedimento murature in calcestruzzo non rinforzato
40 – 60	Danni pesanti a edifici rinforzati
Oltre 70	Demolizione di ogni tipo di edificio, deformazione strutture portanti in acciaio

Tabella. 5.5

Scenari scaturiti da eruzioni con VEI 2

PDC diluiti e set da 11 e 33 vent



PDC concentrati e set da 11 e 33 vent

56

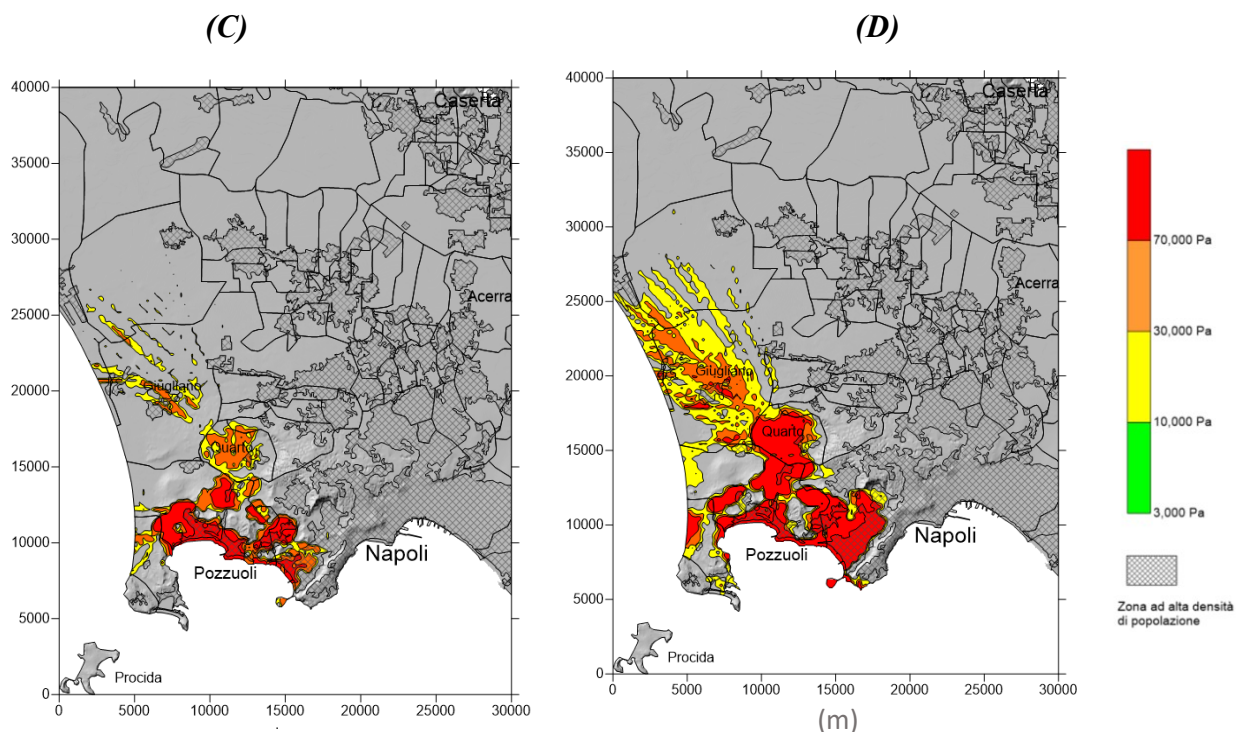


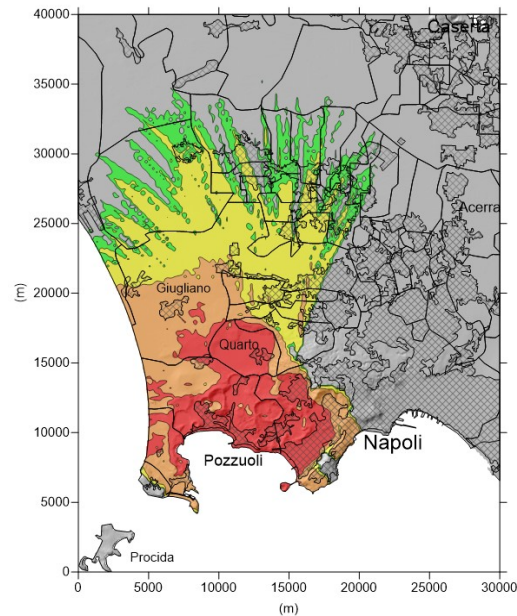
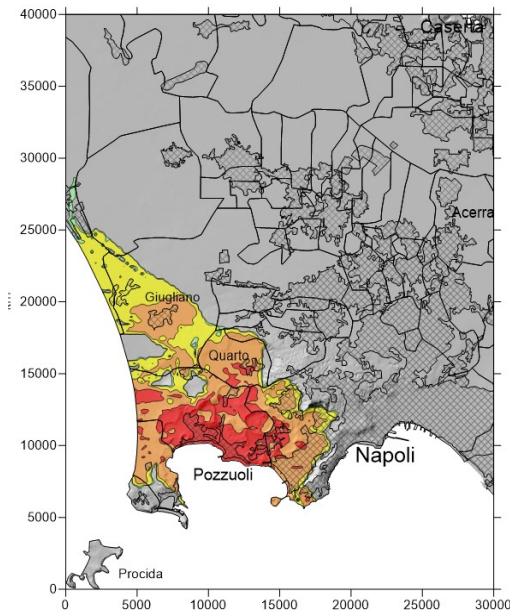
Figura 5.12 - VEI 2 I risultati del modello per eruzioni con VEI 2 ai Campi Flegrei. (A) e (B) mappe dei valori massimi della sovrappressione dinamica (espresso in Pa) associata a PDC diluiti considerando i set da 11 vent e da 33 vent rispettivamente (C) e (D) mappe dei valori massimi della sovrappressione dinamica (espresso in Pa) associata a PDC concentrati considerando i set da 11 vent e da 33 vent rispettivamente. Le zone ad alta densità abitativa sono evidenziate dal disegno quadrettato.

Scenari scaturiti da eruzioni con VEI 3

PDC diluiti e set da 11 e 33 vent

(A)

(B)



PDC concentrati e set da 11 e 33 vent

(C)

(D)

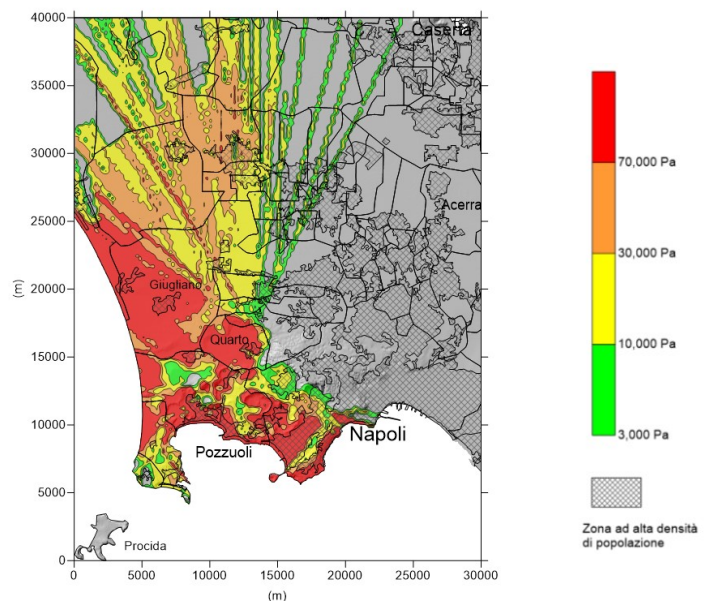
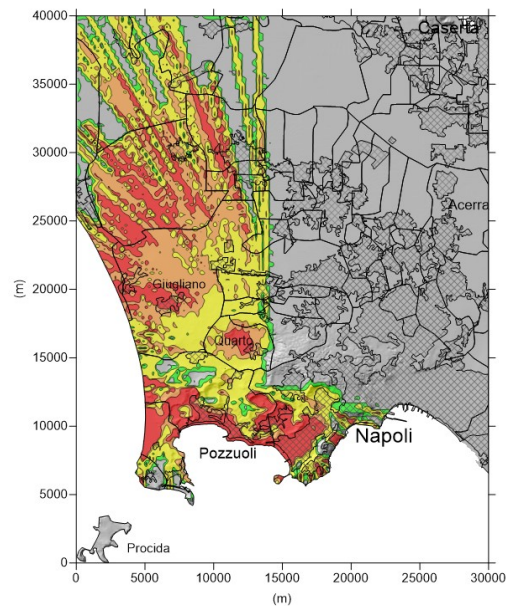
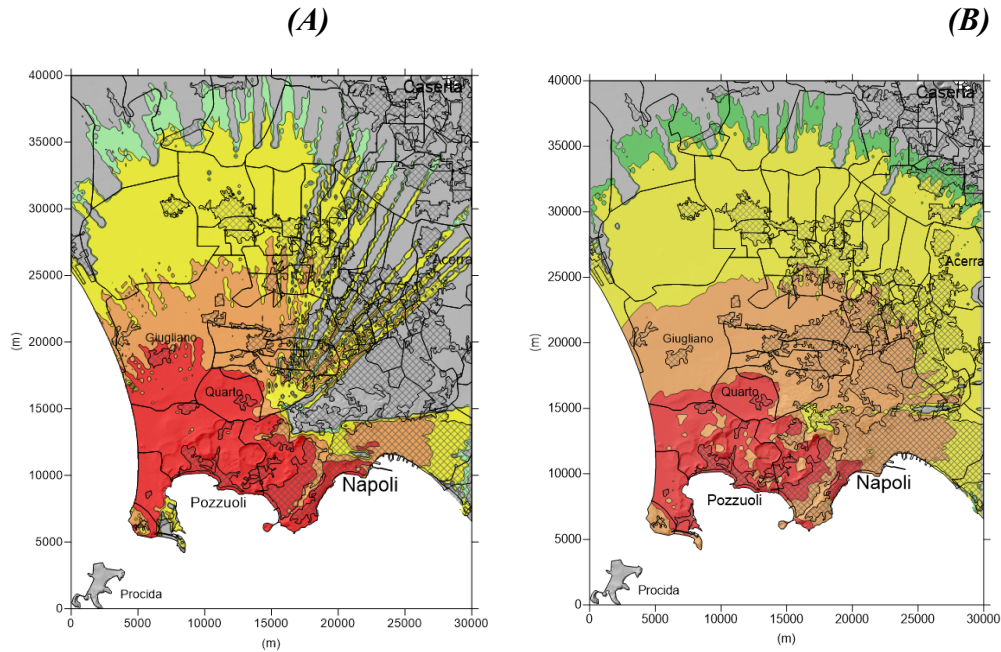


Figura 5.13 - VEI 3 I risultati del modello per eruzioni con VEI 3 ai Campi Flegrei. (A) e (B) mappe dei valori massimi della sovrappressione dinamica (espresso in Pa) associata a PDC diluiti considerando i set da 11 vent e da 33 vent rispettivamente (C) e (D) mappe dei valori massimi della sovrappressione dinamica (espresso in Pa) associata a PDC concentrati considerando i set da 11 vent e da 33 vent rispettivamente. Le zone ad alta densità abitativa sono evidenziate dal disegno quadrettato.

Scenari scaturiti da eruzioni con VEI 4

PDC diluiti e set da 11 e 33 vent



PDC concentrati e set da 11 e 33 vent

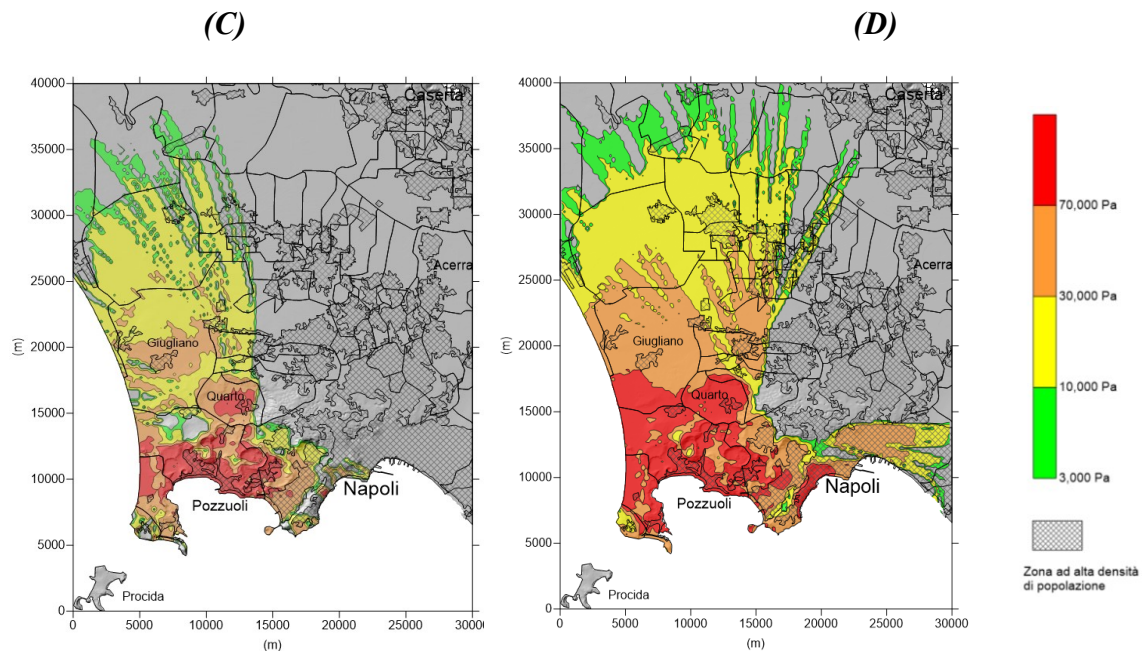
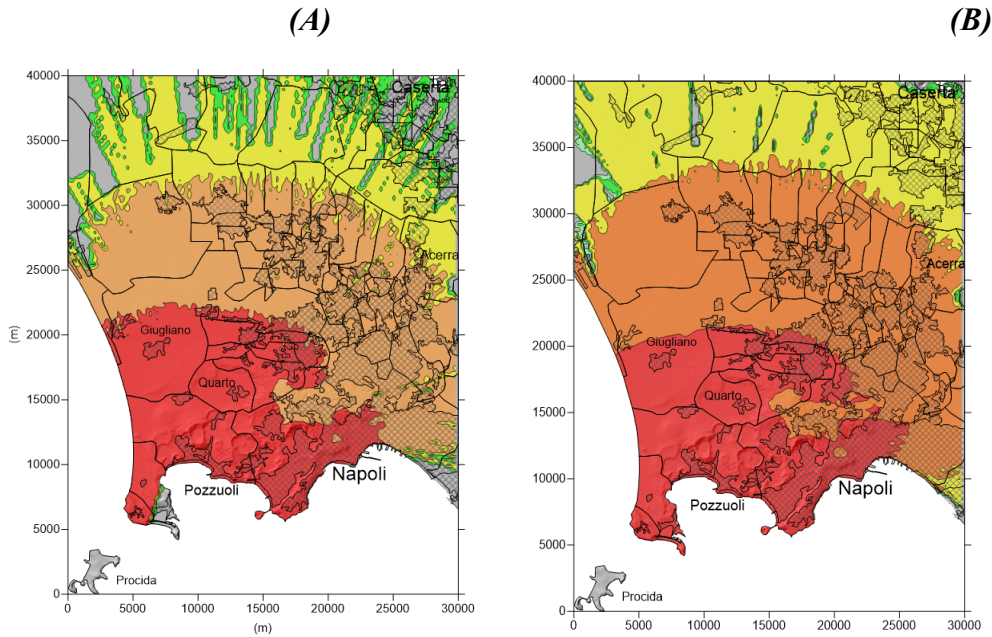


Figura 5.14 - VEI 4 I risultati del modello per eruzioni con VEI 4 ai Campi Flegrei. (A) e (B) mappe dei valori massimi della sovrappressione dinamica (espresso in Pa) associata a PDC diluiti considerando i set da 11 vent e da 33 vent rispettivamente (C) e (D) mappe dei valori massimi della sovrappressione dinamica (espresso in Pa) associata a PDC concentrati considerando i set da 11 vent e da 33 vent rispettivamente. Le zone ad alta densità abitativa sono evidenziate dal disegno quadrettato.

Scenari scaturiti da eruzioni con VEI 5

PDC diluiti e set da 11 e 33 vent



PDC concentrati e set da 11 e 33 vent

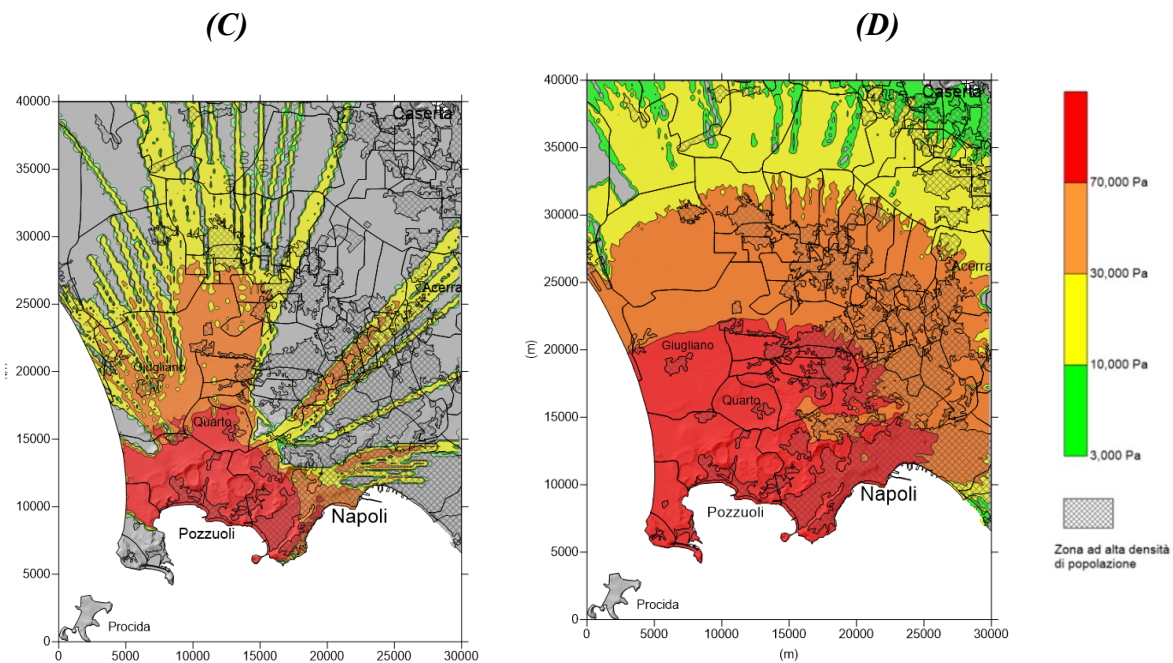


Figura 5.15 - VEI 5 I risultati del modello per eruzioni con VEI 5 ai Campi Flegrei. (A) e (B) mappe dei valori massimi della sovrappressione dinamica (espresso in Pa) associata a PDC diluiti considerando i set da 11 vent e da 33 vent rispettivamente (C) e (D) mappe dei valori massimi della sovrappressione dinamica (espresso in Pa) associata a PDC concentrati considerando i set da 11 vent e da 33 vent rispettivamente. Le zone ad alta densità abitativa sono evidenziate dal disegno quadrettato.

Scenari scaturiti da eruzioni con VEI 6

PDC diluiti e set da 11 e 33 vent

(A)

(B)

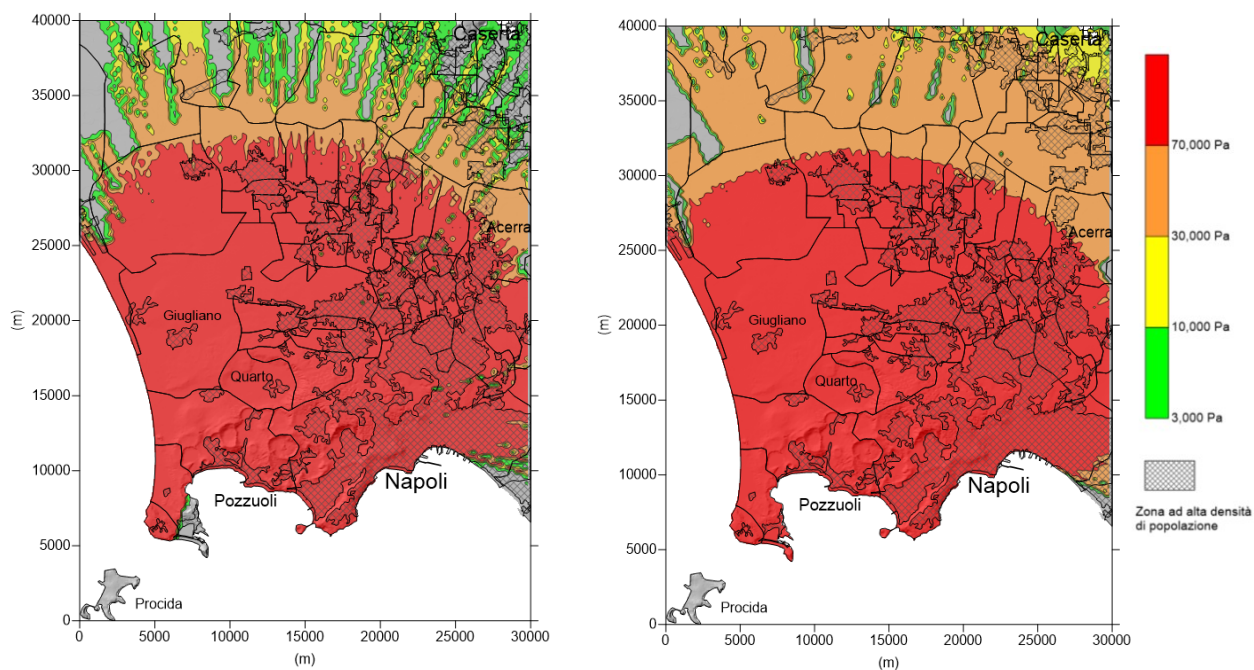


Figura 5.16 - VEI 6 I risultati del modello per eruzioni con VEI 6 ai Campi Flegrei. (A) e (B) mappe dei valori massimi della sovrappressione dinamica (espresso in Pa) associata a PDC diluiti considerando i set da 11 vent e da 33 vent rispettivamente. Le zone ad alta densità abitativa sono evidenziate dal disegno quadrettato.

CAPITOLO 6

DISCUSSIONE

6.1. - PRIMI RISULTATI

Dalle mappe riportate nel capitolo precedente si evince che durante eruzioni con $VEI \leq 3$ (Fig. 5.7, Fig. 5.8), i PDC concentrati sono di solito confinati nella caldera e fortemente controllati dalla topografia. I PDC possono avanzare solo pochi km dalla bocca; la loro distribuzione può essere subcircolare o direzionale, a seconda della posizione della bocca eruttiva e della topografia circostante. La sovrappressione dinamica dei PDC scende bruscamente con la distanza. Tuttavia, nelle immediate vicinanze della bocca, i PDC ad alta densità sono in grado di produrre sovrappressioni dinamiche molto elevate (> 10 kPa).

I PDC prodotti da eruzioni con $VEI 4$ sono moderatamente controllati dalla topografia e si propagano in media fino a 3-5 km dalla bocca; generalmente, essi restano confinati nella caldera (Fig. 5.9). I PDC generati dal II gruppo di bocche eruttive hanno una maggiore probabilità di superare le barriere del bordo calderico. Tuttavia, in caso di aperture situate nelle valli, i PDC possono avanzare a distanze anche superiori a 10 km. Per i PDC sia diluiti che concentrati le colline dei Camaldoli e di Posillipo si comportano quasi sempre come ostacoli insormontabili, in modo che l'area situata a nord-est della caldera sia al riparo dai PDC. In particolare, i PDC diluiti, risultano altamente mobili, anche per la loro capacità di conservare una temperatura elevata anche su grande distanza (Mastrolorenzo et al. 2010) e possono interessare una zona più ampia rispetto a quelli più concentrati, anche se con sovrappressioni dinamiche locali più basse. Nel complesso, i PDC di $VEI 4$ comportano un rischio molto alto in tutta l'area altamente urbanizzata di Pozzuoli, così come nella periferia occidentale densamente popolata della città Napoli (per esempio, Bagnoli, Fuorigrotta, Posillipo).

I PDC prodotti da eruzioni di $VEI 5$ sono scarsamente controllati dalla topografia intra-calderica e possono propagarsi a distanze anche superiori a 25 km dalle bocche, ben al di là del bordo calderico (Fig. 5.10). Tuttavia, a differenza dei PDC diluiti, quelli concentrati sono effettivamente fermati dalla collina dei Camaldoli di altezza circa 400 m, posta lungo il crinale nord-orientale della caldera. A causa della elevata mobilità ed indipendentemente dalla posizione dei vent, le mappe corrispondenti ai due set di bocche eruttive considerati risultano grosso modo sovrapponibili. I PDC di questa classe avrebbero un forte impatto sia in tutta l'area calderica, sia nella periferia occidentale di Napoli (Bagnoli, Fuorigrotta, Posillipo). In particolare per vent

posizionati nella parte nord occidentale della caldera e per PDC diluiti, la propagazione dei flussi arriverebbe fino al centro della città di Napoli superando di fatto i rilievi topografici più elevati.

Eruzioni di $VEI \geq 6$ si sono verificati nei Campi Flegrei due volte negli ultimi 40 ka, vale a dire circa 15 ka con l'eruzione del Tufo Giallo Napoletano (di VEI 6; Fig. 5.11a) e circa 39 ka con l'eruzione dell'Ignimbrite Campana (di VEI 7), i cui prodotti si sono dispersi su scala regionale nonché, con ogni probabilità, diverse volte negli ultimi 300 ka (De Vivo et al. 2001)

Le mappe scaturite dalla simulazione dei PDC con VEI 6 (Fig. 5.11) mostrano che la propagazione dei flussi arriva a distanze anche superiore ai 30 km. A causa della elevata capacità di superare rilievi topografici da parte dei PDC di questa portata, sarebbero interessate, dal passaggio dei flussi, ampi settori della piana campana ben oltre i bordi calderici. Gli effetti delle barriere topografiche diventano significative solo nelle zone più distanti e solo come effetto sulla diminuzione della velocità dei flussi. Ciò comporta un rischio estremamente elevato per tutta la caldera dei Campi Flegrei, la città di Napoli e l'intera piana campana.

Oltre agli scenari scaturiti da eruzioni con VEI 6 modellati, la distribuzione areale della Ignimbrite Campana (ad esempio, Fisher et al, 1993) indica che i PDC prodotti da eventi estremi (VEI 7 non mostrati) possono ampiamente propagarsi verso nord-est fino al vulcano di Roccamonfina e nelle vallate intra-appenniniche, nonché verso sud, attraverso il mare oltrepassando la Penisola Sorrentina.

I PDC prodotti dall'Ignimbrite Campana sono stati descritti in letteratura in termini di flusso, a bassa concentrazione, turbolento detto "*sistema regionale dei trasporti*", in grado di alimentare un "*sistema deposizionale locale*" ad alta concentrazione controllato dalla topografia (Fisher et al.

1993). Tale comportamento può produrre, infatti, PDC concentrati localmente indipendenti, in grado di produrre, anche in punti molto distanti dalla bocca eruttiva, elevati valori di sovrappressione dinamica.

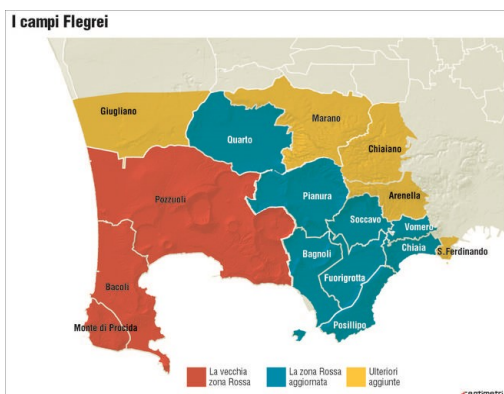


Fig. 6.1 - Come elemento di confronto si riporta la mappa del rischio ai Campi Flegrei, con evidenziazione della zona rossa da rischio vulcanico al momento (2015) adottata dalla Protezione Civile nazionale.

6.2. – ULTERIORI CONSIDERAZIONI

Come detto, il modello utilizzato è particolarmente adatto a determinare il rischio da PDC sito per sito (al contrario di modelli dettagliati e complessi) e consente di esplorare la diffusione areale dei PDC relativi ad una gamma completa di eruzioni a diverso VEI che potenzialmente possono avvenire in futuro nei Campi Flegrei (Fig. 5.7 – 5.16) con un'ampia varietà di condizioni iniziali (spessore, velocità iniziale e posizione del punto di emissione) e proprietà reologiche.

I risultati indicano che la dispersione dei PDC varia ampiamente a seconda delle dimensioni e della tipologia del PDC e dalla posizione della bocca eruttiva. Come visto, la simulazione numerica delle traiettorie dei PDC sul modello topografico dei Campi Flegrei mostra che i PDC, provenienti da eruzioni con $VEI \leq 3$, sono fortemente controllati dalla topografia del campo vulcanico, sono confinati nelle piccole valli preesistenti e nei resti di precedenti crateri (di cui i Campi Flegrei ne sono disseminati) posti entro pochi km dal sito di emissione. I PDC aventi mobilità intermedia generati da eruzioni con $VEI = 4$, per la maggior parte tendono ad essere canalizzati nelle valli e deviati dai bordi dei crateri preesistenti producendo modelli di distribuzione irregolare. Questi PDC sono fermati dai rilievi topografici più elevati, come le colline dei Camaldoli, del Vomero-Colli Aminei e il ripido pendio occidentale della collina di Posillipo (200 m s.l.m.). I PDC tipici delle eruzioni di $VEI \geq 5$, possono viaggiare anche per più di 30 km e superare barriere topografiche fino a 400 m di altezza.

I valori di sovrappressione dinamica calcolati producono una stima quantitativa dell'impatto dei PDC simulati sito per sito. C'è da considerare che i valori di sovrappressioni dinamiche determinati per i PDC relativamente diluiti possono essere anche sottostimati in quanto, come descritto nell'introduzione, dai flussi meno densi possono staccarsi lingue basali a più elevata densità in grado di produrre danni sicuramente più elevati. Pertanto, le condizioni letali possono verificarsi in tutta l'area potenzialmente invasa dai PDC, anche se la velocità del flusso e la caduta di sovrappressione dinamica rimangono entro la soglia di sopravvivenza. In definitiva tutta l'area all'interno della caldera è sempre sottoposta a un elevato rischio a causa del passaggio dei PDC con elevati valori di sovrappressione dinamica, mentre le pianure a nord dei Campi Flegrei e il centro di Napoli sono esposti agli effetti dei PDC con una probabilità inferiore di circa un ordine di grandezza.

L'estrema variabilità dei meccanismi eruttivi e messa in posto registrati nelle ultime eruzioni, e riprodotte nelle simulazioni effettuate, sottolinea che una futura eruzione potrebbe abbracciare un'ampia gamma di fenomenologia eruttiva e di intensità. Diversi autori in passato (ad esempio,

Orsi et al. 2009), hanno considerato come base per la valutazione del pericolo da PDC solo i rilievi geologici delle eruzioni degli ultimi 5000 anni. Inoltre, anche se la composizione del magma e la regolazione vulcano-tettonico dei Campi Flegrei non sono variati in maniera significativa negli ultimi ~ 10 ka, dopo la pausa eruttiva successiva all'eruzione del Tufo Giallo Napoletano (ad esempio, Di Vito et al, 1999, Pappalardo et al. 2002), gli ultimi 3500 anni sono stati caratterizzati da una sostanziale quiescenza, interrotta solamente dall'eruzione di Monte Nuovo AD 1538, che potrebbe essere il preludio di una nuova epoca di attività eruttiva.

Alla luce delle simulazioni numeriche effettuate (Fig. 5.7 – 5.16) e la tipologia di urbanizzazione altamente disomogenea (Fig. 5.6), l'interazione tra diversi parametri eruttivi e la topografia rende la determinazione del rischio altamente complesso.

6.2.1. - CRITICITÀ CIRCA LA POSIZIONE DEL PUNTO DI EMISSIONE (VENT)

Anche se già affrontato nel paragrafo 4.1, vediamo ora con un ulteriore esempio come cambiamenti anche lievi della posizione della bocca eruttiva e/o della mobilità dei PDC possono comportare modifiche anche drastiche del valore esposto.

Se consideriamo, ad esempio un'eruzione poco esplosiva ($VEI = 3$), questa avrebbe un impatto sostanzialmente diverso nel caso avvenisse nella parte centrale dell'odierna Agnano (zona con probabilità massima secondo Selva et al. 2012b) o nella zona di Pisciarelli dove una intensa

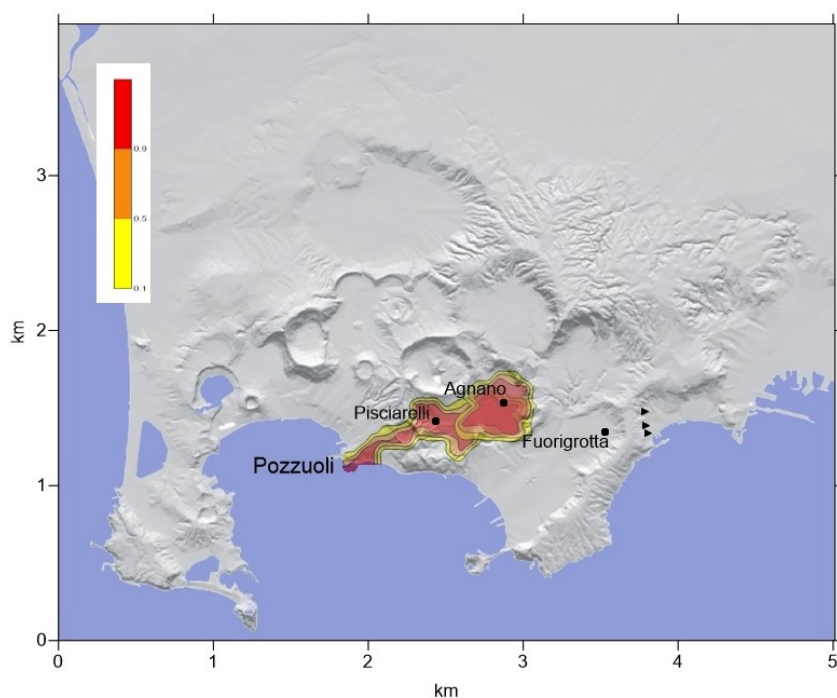


Fig. 6.2 Esempi di diversi impatti prodotti da eruzioni a basso $VEI = 3$ per eventi avvenuti da punti di emissione posti in zone contigue (piana di Agnano e Località. Pisciarelli). Dati di input: Velocità iniziale: 30 m / s; Altezza flusso: 10 m, Viscosità = 5 Pa / s; Yield Strength = 0; Densità = 50 kg/m³.

attività fumarolica e sismica è in atto negli ultimi dieci anni. (Vedi Fig. 6.2)

Come si può notare dalla figura 6.2, anche se le due bocche eruttive distano tra loro poco più di un paio di chilometri, le zone interessate dal passaggio dei PDC sono molto differenti tanto che, per esempio, la città di Pozzuoli al riparo dai flussi nel caso in cui l'eruzione avvenisse ad Agnano, non lo sarebbe nel caso in cui si aprisse una bocca in località Pisciarelli.

6.2.2. - EFFETTO CANALE

Per meglio comprendere l'effetto del tessuto urbano sulla propagazione dei PDC si è modellato l'incanalamento di un flusso lungo una delle direttrici che attraversano i quartieri di Bagnoli e Fuorigrotta ovvero la strada che a seconda dei tratti prende il nome in Via (Nuova) Bagnoli – Via Diocleziano – Viale Giulio Cesare - Galleria di Posillipo (o Laziale). Tale strada ha una larghezza costante di 20 m e palazzi alti dai 4 ai 10 piani lungo quasi tutto il suo percorso.



Fig. 6.3 - Detriti del crollo delle WTC si propagano per le strade di New York

a)



b)



Fig. 6.4 - a) Mappa della zona occidentale delle città di Napoli con evidenza in rosso della direttrice stradale considerata. b) visione da satellite . (Google Maps.com)

Il modello che si è adottato è quello di un flusso in un canale utilizzato da McEwen e Malin 1989 di cui si riporta il sistema di equazioni che descrivono il moto per flussi di Bingham e Newtoniani.

Il profilo velocità verticale per un flusso di Bingham uniforme stazionario in un canale è dato da:

$$v(r) = \frac{1}{\eta} \left[\frac{\rho g \sin \theta (R^2 - r^2)}{4} - k(R - r) \right] \quad r \geq R_c$$

dove $r \geq R_c$ è la distanza dal centro del canale, k è lo Yield Strenght, ρ è la densità del flusso, g è l'accelerazione di gravità, θ è l'angolo di pendenza del terreno, η è la viscosità

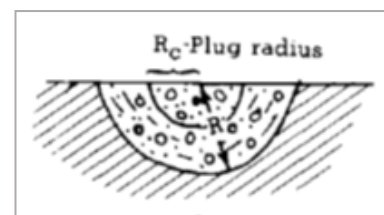


Fig. 6.5. Diagramma della geometria del PDC per un flusso di Bingham in un canale (Mc Ewen et. Al 1989)

del flusso, R il raggio del canale e R_c è il raggio della sezione del Plug dato da:

$$R_c = \frac{2(kR + \eta v) - \sqrt{(2kR + 2\eta v)^2 - 4k^2 R^2}}{2k}$$

L'accelerazione del plug è:

$$\frac{dv_p}{dt} = g \sin \theta - \frac{4k}{\rho(R + R_c)} - \frac{4\eta v_p}{\rho(R^2 + R_c^2)}$$

dove v_p è la velocità del plug e $g \sin \theta$ è la componente dell'accelerazione di gravità lungo la direzione del flusso,.

$$v = \frac{\int_{R_c}^R r v(r) dr + v_p R_c^2}{R^2}$$

Per tutte le altre considerazioni circa i termini che descrivono la resistenza del flusso si rimanda al paragrafo 3.1.

67

Posizionando la bocca eruttiva in via Nuova Bagnoli e considerando le pendenze del “canale” (negativa nel tratto che va dal quartiere di Bagnoli a quello di Fuorigrotta e positiva nel tratto di galleria verso il quartiere di Chiaia) ed i valori di input riportati nella tabella 6.1 l’andamento del modulo della velocità media del flusso lungo tutto il tratto riportato in rosso nella Fig. 6.4 è di seguito riportato nella Fig. 6.6.

Viscosità	0,02 Pa s
Velocità iniziale	50 m/s
Densità	300 kg/m ³
Yield Strenght	30 Pa
Raggio del canale	15 m

Tabella 6.1 - Valori di input utilizzati per la simulazione del flusso nella “strada-canale”

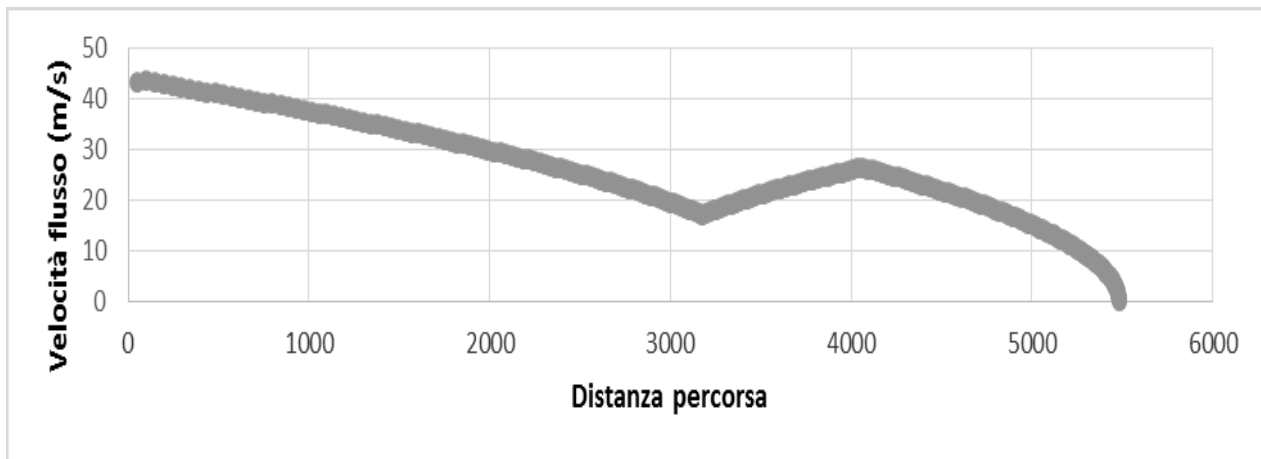


Fig. 6.6 - *Variazione del modulo della velocità media del flusso all'interno del canale in funzione della distanza percorsa*

Da tale grafico è possibile evincere come il flusso sia in grado di percorrere l'intera arteria stradale e una volta entrato nella galleria (dopo circa 3,2 km) accelerare verso l'uscita posta a Mergellina nel quartiere di Chiaia.

Ciò rende il PDC di un'eruzione, che si incanalasse in tale arteria stradale, altamente pericoloso in quanto verrebbe convogliato verso le zone più centrali della città di Napoli densamente abitate e non più protette dai rilievi topografici del Vomero e di Posillipo.

6.2.3 - BARRIERE NON EFFICACI

Nella Figura 6.7 viene, infine, simulata l'apertura di una bocca eruttiva al confine orientale della caldera in prossimità delle gallerie di *Posillipo* (o *Laziale*) (1), *Quattro Giornate* (2) e della *Ferrovia Cumana* (3) che mettono in comunicazione il quartiere di Fuorigrotta con quello di Chiaia.

Dall'analisi di quest'ultimo caso si nota come, anche un evento con piccolo VEI, potrebbe raggiungere direttamente il centro città passando per le gallerie, evitando l'effetto barriera dei bordi della caldera.

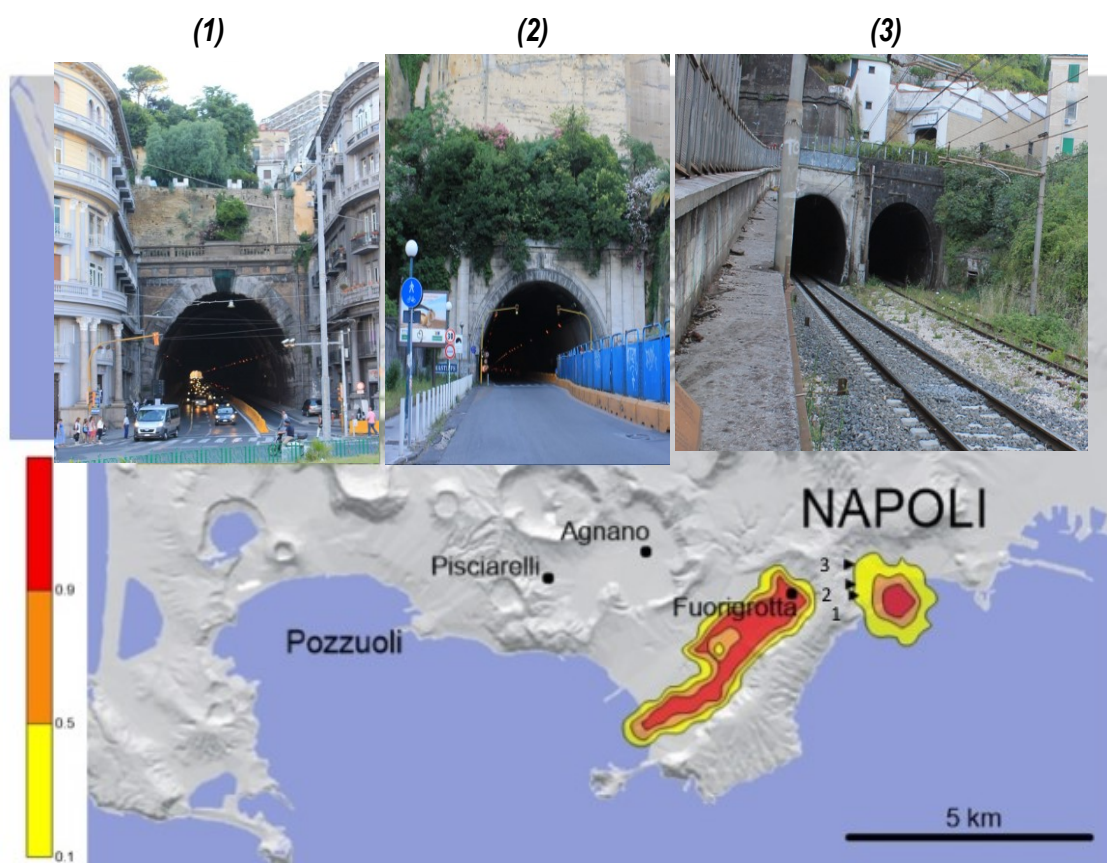


Figura 6.7 - Esempio PDC prodotto da un piccolo evento ($VEI \leq 3$) generato da una bocca eruttiva situata vicino al margine orientale della caldera (nel quartiere di Fuorigrotta). La presenza di gallerie stradali e ferroviarie (1, 2, 3) che collegano l'area flegrea con il centro della città di Napoli (Napoli), consente al PDC di bypassare la barriera del bordo calderico e impattare con il centro della città. La maschera a sinistra mostra i valori di probabilità condizionata che hanno le varie zone di essere attraversate dai flussi. I dati input per i PDC considerati sono: velocità iniziale: 20 m/s; altezza del flusso: 5 m, viscosità = 5 Pa/s; Yield Strength = 0; Densità = 50 kg/m³.

Inoltre ricordiamo anche un caso particolare come quello dell'eruzione di Agnano-Monte Spina con $VEI = 5$ verificarsi 4.1 ka durante la quale vennero emessi PDC di volumi moderati (totale 0,5 km³), questi invasero un'area insolitamente ampia a causa della propagazione lungo una sequenza di valli collegate. (de Vita et al, 1999)

Ciò conferma l'importanza di utilizzare un modello che sia molto sensibile alla topografia ed alla posizione della bocca eruttiva.

6.3. - CONCLUSIONI

Il prevedere che la posizione della prossima apertura di una bocca eruttiva possa avvenire nella zona di massima deformazione del suolo durante le crisi bradisismiche in realtà è da scartare. Peraltro Woo e Kilburn (2010), sulla base di un modello meccanico di roccia, ritengono, infatti, che la parte centrale della caldera in cui si riscontra la massima deformazione sarebbe la zona più resistente e quindi la meno probabile, per l'apertura di una nuova bocca, mentre la zona più probabile sarebbe una a forma di anello intorno al centro della caldera.

Mappe recentemente sviluppate (A. Bevilacqua et al (2015)) (Selva et al 2012b), anche se mostrano la probabilità di apertura della futura bocca eruttiva nei Campi Flegrei, non consentono una discriminazione sostanziale tra le diverse zone della caldera. Le probabilità all'interno dell'area di interesse non si discostano significativamente dal fondo, tranne una probabilità leggermente superiore nella zona Agnano-San Vito e/o Astroni. D'altronde la storia dei Campi Flegrei ha sempre mostrato che l'apertura di nuove bocche è avvenuta in diversi settori della caldera durante le tre epoche vulcaniche riconosciute; pertanto la futura posizione della bocca eruttiva non può essere dedotta sulla base delle eruzioni passate degli ultimi 5 ka. Inoltre, risulta evidente che, essendo tutti gli eventi eruttivi del passato monogenetici, la probabilità di apertura di nuovi vent è influenzato dai precedenti eventi eruttivi: vale a dire, che un futuro luogo di apertura di una nuova bocca eruttiva deve essere previsto all'interno di aree con bassa densità di vecchi crateri. Dato l'attuale livello di conoscenza della distribuzione degli eventi eruttivi passati nell'area flegrea, quindi, la prossima eruzione potrebbe avvenire in tutta la zona caldera, comprese le aree altamente urbanizzate e le pianure intra-calderica quali ad esempio, Fuorigrotta, Soccavo, Pianura, Toiano, San Vito. Inoltre, a completare il quadro della situazione, deve essere presa in considerazione anche il possibile verificarsi di una eruzione contemporanea da più bocche (Isaia et al. 2009).

Per questi motivi, ogni scelta della zona di apertura di una bocca eruttiva è in qualche modo arbitraria. Data poi la forte dipendenza della propagazione dei PDC dalla posizione del vent, le mappe di pericolosità dovrebbero utilizzare set rappresentativi di possibili bocche eruttive.

Si tenga, inoltre, presente che, sebbene una futura eruzione potrebbe essere annunciata da sismicità concentrata in una zona ristretta e/o deformazioni del suolo e altri segnali premonitori

del magma in risalita (ad esempio, come riportato per l'AD 1538 Monte Nuovo eruzione. Di Vito et al 1987), la identificazione della zona in cui si aprirà la bocca molto probabilmente non sarebbe possibile se non poco prima eruzione.

Pertanto solo una serie ampiamente rappresentativa sia di posizioni di possibili aperture sia scenari di PDC potrebbe realmente descrivere l'area di potenziale impatto dei flussi piroclastici.

Da considerare ancora che sulla base della recente attività vulcanica ai Campi Flegrei (almeno 70 eventi eruttivi verificatesi negli ultimi 10 ka), una attività eruttiva ha una probabilità media di 0,007 eventi/anno e che la caldera dei Campi Flegrei ha vissuto due recenti crisi bradisismiche, quella del 1969-1972 e del 1982-1984, che potrebbero rappresentare un precursore a lungo termine di fenomeni eruttivi (Dvorak e Mastrolorenzo 1991).

Inoltre, per analogia con il classico esempio dei 21 anni di deformazioni del suolo e crisi sismiche che hanno preceduto l'eruzione del 1994 avvenuta nella caldera di Rabaul (Papua Nuova Guinea), si può prevedere che una futura eruzione ai Campi Flegrei potrebbe anche verificarsi con un breve preavviso (meno di 24 ore) (Robertson e Kilburn, 2012), e contemporaneamente da più bocche.



Fig. 6.7 - Eruzione del 1994 di Rabaul (Papua Nuova Guinea) - Powered by vBulletin® Version 3.8.1 - 2016, Jelsoft Enterprises Ltd.

Fino ad ora manca un piano di emergenza operativo ai Campi Flegrei, che sono con ogni probabilità la zona con il rischio vulcanico più alto al mondo. Qualsiasi strategia di sicurezza

ragionevole dovrebbe prendere in considerazione una tempestiva evacuazione sin dal momento in cui si avvisino i primi segnali pre-eruttivi. Le mappe elaborate in questa tesi vogliono, pertanto, essere un rilevante supporto alla Pubblica Amministrazione ed alla Protezione Civile per elaborare i piani per la sicurezza di un territorio tanto densamente popolato.

CAPITOLO 7

I FLUSSI SECONDARI AL VESUVIO

Per completezza nei confronti della valutazione del rischio da eventi naturali nella piana campana e prendendo spunto dagli eventi franosi che colpirono Sarno (NA) il 5 maggio 19998, si è proceduto alla simulazione di flussi densi sia dovuti a effetti secondari delle eruzioni sia a dissesto idrogeologico in generale (frane, colate di fango etc.). Tali flussi sono stati modellati sulla base dello stesso modello gravitazionale (Malin e Sheridan 1982 Sheridan 1979 Sheridan e Malin 1983 Wohletz e Sheridan 1979) usato per la descrizione dei flussi piroclastici e, considerando opportuni valori dei parametri descrittivi, vengono utilizzate le medesime equazioni.



Fig. 7.1 – Immagini dell'alluvione di Sarno del 1998

7.1. - ALLUVIONI, COLATE DI FANGO E FRANE

Anche in questo caso, come per il caso dei flussi piroclastici nei Campi Flegrei, il modello adottato è quello di un punto materiale avente proprietà tipiche dei flussi secondari e che scorre su una superficie 3D della piana campana digitalizzata.

I valori delle diverse grandezze fisiche e reologiche utilizzati dipendono, infatti, dalla tipologia di flusso che si vuole analizzare. A seconda che si tratti di alluvioni, colate di fango, o detritiche (frane) sono stati utilizzati diversi valori di input.

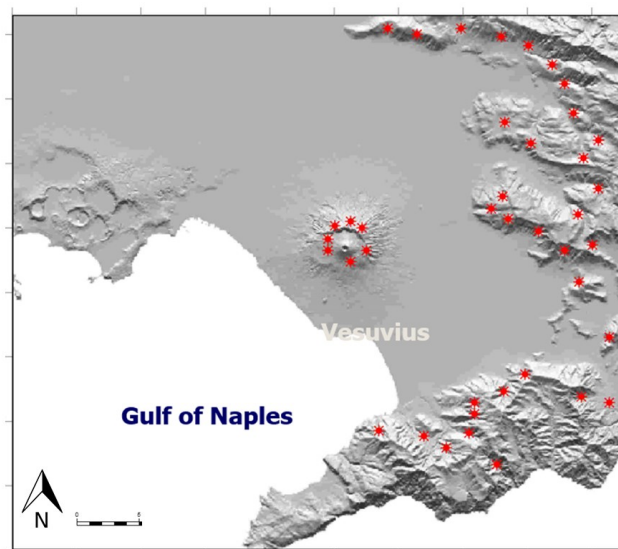
In particolare si sono considerati i seguenti parametri di input per i diversi flussi gravitativi esaminati:

Tipologia di flussi	Velocità iniziale (m/s)	Spessore (m)	Densità (Kg/m ³)	Viscosità (Pa s)	Yield Strenght (Pa)
Colate di fango	0	5	1800	2000	500
Alluvioni	0	2	1000	100	0
Colate detritiche	0	3	2000	10000	5000

Tabella 7.1

Per quanto riguarda la scelta dei siti dai quali far partire i singoli eventi si è utilizzata la bibliografia esistente (R. de Riso et al. 2004; p. De Vita et al. Alessio G. 2013) sulla base della quale si sono determinati 40 punti distanti tra loro da 1 a 5 km posti sui crinali dei rilievi che delimitano la piana campana e considerati un insieme di possibili siti dai quali si può generare una colata.

Fig. 7.2 - Mappa dei 40 punti considerati come origine possibile di flussi secondari (floods, lahar, debris flows)



Le mappe seguenti riportano i valori di sovrappressione dinamica e velocità massima dei flussi simulati sito per sito nell'area investigata per le diverse tipologie considerate. Per praticità si ripropone uno schema (tabella 7.2) dove vengono riportati i danni previsti in funzione dei vari valori della sovrappressione dinamica correlati ai flussi

Sovrappressione Dinamica (kPa)	Danno Procurato
0,1	Rumore fastidioso (137 dB)
1	Rottura vetri
3	Lievi danni alle strutture
10	Demolizione parziale delle abitazioni
20	Collasso strutture in metallo e cemento
30	Strutture di acciaio divelte
50	Distruzione completa delle abitazioni
100	Emorragia polmonare

Tabella 7.2 - Rapporto tra Sovrappressione dinamica di un flusso e danno provocato

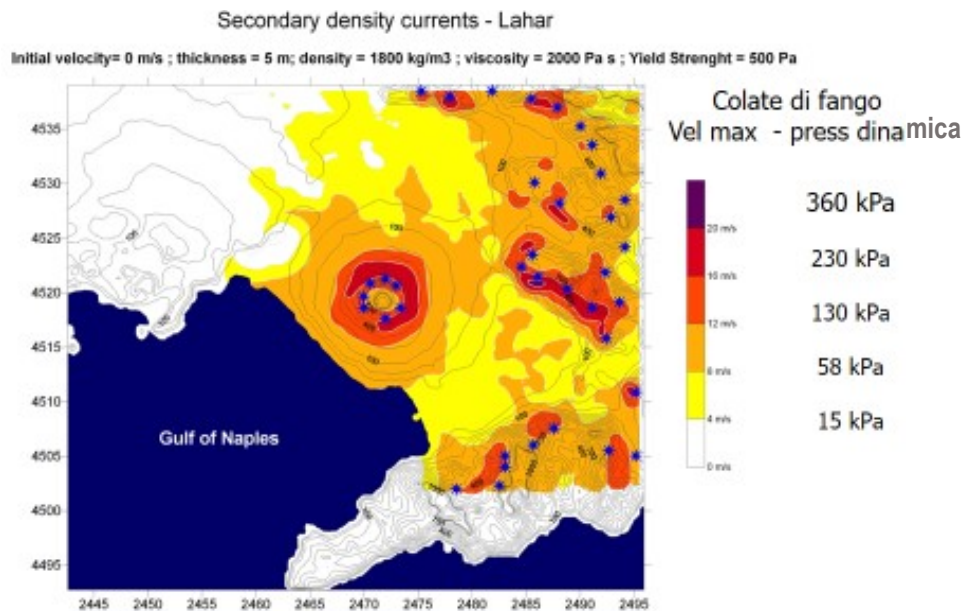


Fig. 7.3 - Mappa dei valori relativi alla sovrappressione dinamica massima determinata sito per sito sulla base della simulazione delle colate di fango nella piana campana dovute ai flussi secondari del Vesuvio

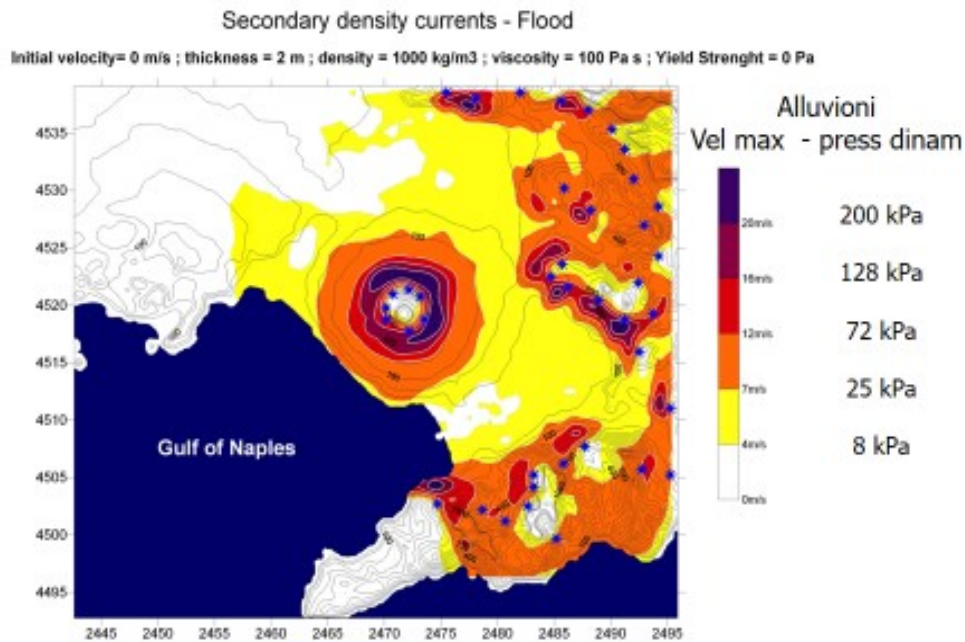


Fig. 7.4 - Mappa dei valori relativi alla sovrappressione dinamica massima determinata sito per sito sulla base della simulazione delle alluvioni nella piana campana dovute ai flussi secondari del Vesuvio

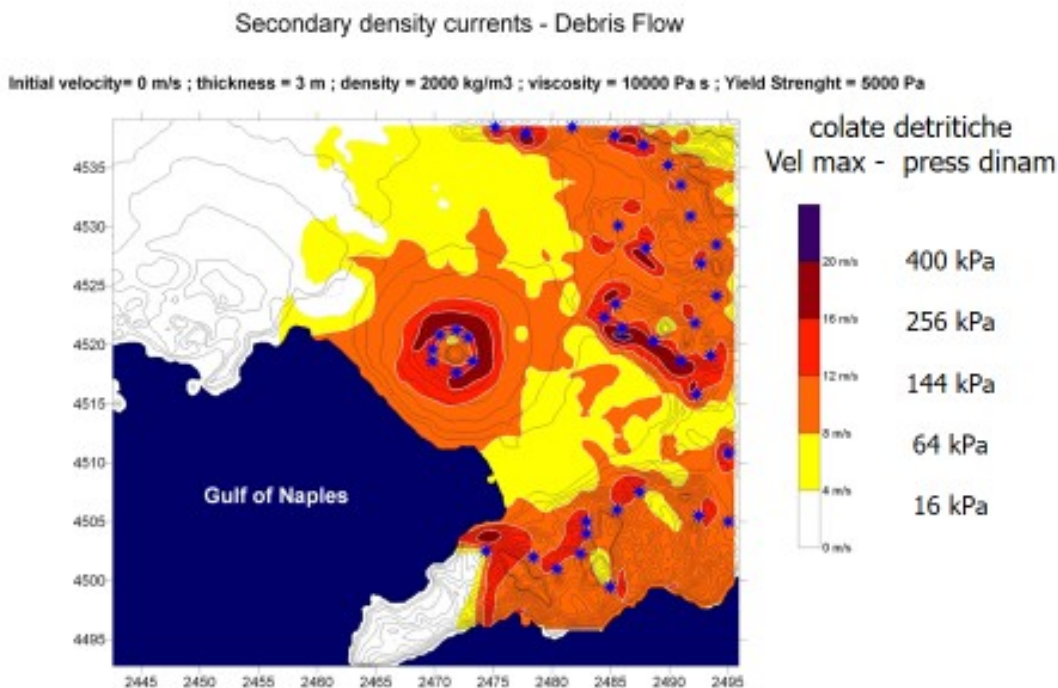


Fig. 7.5 - Mappa dei valori relativi alla sovrappressione dinamica massima determinata sito per sito sulla base della simulazione delle colate detritiche (frane) nella piana campana dovute ai flussi secondari del Vesuvio

7.2. - LA PERICOLOSITÀ DA FLUSSI SECONDARI

È stata, infine, elaborata per la piana campana una mappa che sito per sito mostra la pericolosità da flussi secondari omnicomprensiva ovvero la frequenza con cui ogni area viene coinvolta in uno qualsiasi dei su descritti eventi.

Per ottenere tale informazione si sono simulati quasi 200 flussi con diverse proprietà fisiche e reologiche (i cui dati di input sono riportati nella tabella seguente) fatti partire da ognuno dei 40 punti sorgente mostrati in Fig. 7.2

Velocità iniziale (m/s)	0			
Spessore (m)	0.5	2	5	10
Viscosità (Pa s)	10	100	1000	10000
Yield Strenght (Pa)	5	500	5000	10000
Densità (Kg/m ³)	1000	1500	2000	

Tab. 7.3 – Schema dei valori dei parametri di input per la simulazione dei flussi secondari al Vesuvio

Secondary Flows

Integration on the whole matrix - Number of the generate flow lines that cross a 100m x 100m area

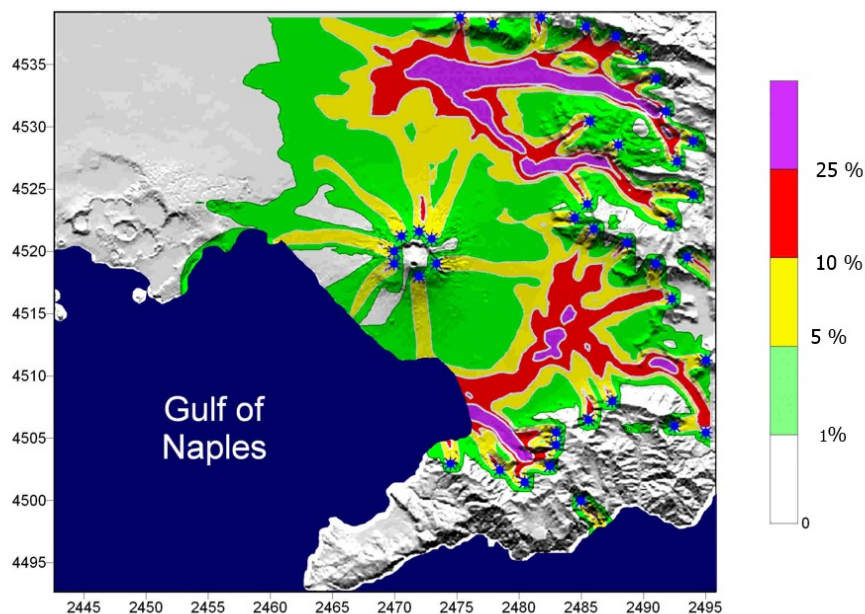




Fig. 7.6 - Mappa di pericolosità da flussi secondari nella piana campana, (a) su una planimetria fisica e (b) su una mappa che ne evidenzia strade e centri abitati

Da tale mappa è possibile vedere come le zone del nolano e dell'agro nocerino-sarnese siano le più pericolose da un punto di vista idrogeologico con un livello di pericolosità anche quintuplo rispetto a zone immediatamente adiacenti

BIBLIOGRAFIA

Alberico I, Petrosino P, Lirer L (2011) Volcanic hazard and risk assessment in a multi-source volcanic area: the example of Napoli city (Southern Italy). *Nat Hazards Earth Syst Sci* 11:1057–1070

Alessio G, De Falco M, Di Crescenzo G, Nappi R, Santo A (2013) - Flood hazard of the Somma-Vesuvius region based on historical (19-20th century) and geomorphological data - *Annals of Geophysics*, 56, 4

Barberi F, Cassano E, La Torre P, Sbrana A (1991) Structural evolution of Campi Flegrei caldera in light of volcanological and geophysical data. *J Volcanol Geotherm Res* 48:33-49

Baxter PJ, Boyle R, Cole P, Neri A, Spence R, Zuccaro G (2005) The impacts of pyroclastic surges on buildings at the eruption of the Soufrière Hills volcano, Montserrat. *Bull Volcanol* 67:292–313

Beget JE, Limke AJ (1988) Two-dimensional kinematic and rheological modeling of the 1912 pyroclastic flow, Katmai, Alaska. *Bull Volcanol* 56:148-160

Beget JE, Limke AJ (1989) Density and void ratio on emplacement of a small pyroclastic flow, Mount St. Augustine, Alaska. *J Volcanol Geotherm Res* 39:349-353

Brissett FP, Lajoie J (1990) Depositional mechanics of turbulent nuees ardentes (surges) from their grain size. *Bull Volcanol* 53:60-66

Bursik MI, Woods AW (1996) The dynamics and thermodynamics of large ash flows. *Bull Volcanol* 58:175-193

Cannatelli C (2012) Understanding magma evolution at Campi Flegrei (Campania, Italy) volcanic complex using melt inclusions and phase equilibria. *Mineral Petrol* 104:29-42

Chiodini G, Caliro S, De Martino P, Avino R, Gherardi F (2012) Early signals of new volcanic unrest at Campi Flegrei caldera? Insights from geochemical data and physical simulations. *Geology* 40:943-946

Costa A, Dell'Erba F, Di Vito MA, Isaia R, Macedonio G, Orsi G, Pfeiffer T (2009) Tephra fallout hazard assessment at the Campi Flegrei caldera (Italy). *Bull Volcanol* 71:259–273.

D'Antonio M, Civetta L, Orsi G, Pappalardo L, Piochi M, Carandente A, de Vita S, Di Vito M, Isaia R, Southon J (1999) The present state of the magmatic system of the Campi Flegrei Caldera based on reconstruction of its behavior in the past 12 ka. *J Volcanol Geotherm Res* 91:247-268

De Biagi, V, Chiaia B, Frigo B (2012). Linee guida per la progettazione di edifici soggetti ad impatto valanghivo. Regione Autonoma Valle d'Aosta. (www.risknat-alcotra.org).

de Gennaro M, Incoronato A, Mastrolorenzo G, Adabbo M, Spina G (1999) Depositional mechanisms and alteration processes in different types of pyroclastic deposits from Campi Flegrei volcanic field (Southern Italy). *J Volcanol Geotherm Res* 91:303-320

De Natale G, Troise C, Pingue F, Mastrolorenzo G, Pappalardo L, Battaglia M, Boschi E (2006) The Campi Flegrei Caldera: unrest mechanisms and hazards. *Geol Soc Lond* 269:25-45

de Riso R, Budetta P, Calcaterra D, Santo A, Del Prete S, De Luca C, Di Crescenzo G, Guarino P.M, Mele R, Palma B, Sgambati D (2004) *Fenomeni di instabilità dei Monti Lattari e dell'area flegrea (Campania): scenari di suscettibilità da frana in aree-campione* Quaderni di Geologia Applicata, 11 - 1

De Vita Pantaleone e Vallario Antonio (1994) Il rischio idrogeologico del Somma-Vesuvio / Memorie della Societa' Geologica Italiana - p. 1075-1085 :

de Vita S, Di Vito M, Orsi G, Carandente A, Civetta L, D'Antonio M, Di Cesare T, Isaia R, Marotta E, Necco A, Ort M, Pappalardo L, Piochi M, Southon J (1999) The Agnano-Monte Spina eruption in the resurgent nested Campi Flegrei caldera. *J Volcanol Geotherm Res* 91:269-301

De Vivo B (ed) (2006) *Volcanism in the Campania Plain. Vesuvius, Campi Flegrei and Ignimbrites*. Elsevier, *Developments in Volcanology* 9, 324 pp

De Vivo B, Petrosino P, Lima A, Rolandi G, Belkin HE (2010) Research progress in volcanology in the Neapolitan area, southern Italy: a review and some alternative views. *Mineral Petrol* 99:1-28

De Vivo B, Rolandi G, Gans PB, Calvert A, Bohrson WA, Spera FJ, Belkin HE (2001) New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy). *Mineral Petrol* 73:47-65

Dellino P, Isaia R, La Volpe L, Orsi G (2001) Statistical analysis of textural data from complex pyroclastic sequences: Implications from fragmentation processes of the Agnano-Monte Spina tephra (4.1 ka), Phlegraean Fields, Southern Italy. *Bull Volcanol* 63:443-461

Dellino P, Isaia R, La Volpe L, Orsi G (2004a) Interaction between particles transported by fallout and surge in the deposits of the Agnano-Monte Spina eruption (Campi Flegrei, Southern Italy). *J Volcanol Geotherm Res* 133:193-210

Dellino P, Isaia R, Veneruso M (2004b) Turbulent boundary layer shear flows as an approximation of base surges at Campi Flegrei (Southern Italy). *J Volcanol Geotherm Res* 133:211-228

Dellino P, Mele D, Sulpizio R, La Volpe L, Braia G (2008) A method for the calculation of the impact parameters of dilute pyroclastic currents based on deposit particle characteristics. *J Geophys Res* 113, B07206, doi:10.1029/2007JB005365

81

Di Vito M, Lirer L, Mastrolorenzo G, Rolandi G (1987) The 1538 Monte Nuovo eruption (Campi Flegrei, Italy). *Bull Volcanol* 49:608-615

Di Vito MA, Isaia R, Orsi G, Southon J, de Vita S, D'Antonio M, Pappalardo L, Piochi M (1999) Volcanic and deformation history of the Campi Flegrei caldera in the past 12 ka. *J Volcanol Geotherm Res* 91:221-246

Druitt TH (1998) Pyroclastic density currents. In: JS Gilbert and RSJ Sparks (eds.), *The Physics of Explosive Volcanic Eruptions*, *Geol Soc Lond Spec Publ* 145:145-182

Dvorak JJ, Mastrolorenzo G (1991) The mechanism of recent vertical crustal movements in Campi Flegrei caldera, Southern Italy. *Geol Soc Am Spec Pap* 263, 47 pp

Esposti Ongaro T, Neri A, Menconi G, de' Michieli Vitturi M, Marianelli P, Cavazzoni C, Erbacci G, Baxter PJ (2008) Transient 3D numerical simulations of column collapse and pyroclastic density current scenarios at Vesuvius. *J Volcanol Geotherm Res* 178:378-396

Fedele L, Insinga DD, Calvert AT, Morra V, Perrotta A, Scarpati C (2011) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of tuff vents in the Campi Flegrei caldera (southern Italy): toward a new chronostratigraphic reconstruction of the Holocene volcanic activity. *Bull Volcanol* 73:1323-1336

Fisher RV, Orsi G, Ort M, Heiken G (1993) Mobility of a large-volume pyroclastic flow - emplacement of the Campanian ignimbrite, Italy. *J Volcanol Geotherm Res* 56:205–220

Freundt A, Schmincke HU (1986) Emplacement of small volume pyroclastic flows at Laacher See (East-Eifel, Germany). *Bull Volcanol* 48:39-59

Gottsmann J, Martí J (2008) (eds.). *Caldera Volcanism: Analysis, Modelling and Response*. *Developments in Volcanology* 10, Hardcover, 516 pp

Gurioli L, Pareschi M.T, Zanella E, Lanza R, Deluca E and Bisson M (2005) Interaction of pyroclastic density currents with human settlements: Evidence from ancient Pompeii - *Geology* - June

Harris R.J (1983) *The investigation and control of gas explosions in buildings and heating plant*, British Gas, E&FN Spon. London, New York

82

Hsü KJ (1989) *Physical Principles of Sedimentology*, Springer, Berlin, 234 pp

Isaia R, Marianelli P, Sbrana A (2009) Caldera unrest prior to intense volcanism in Campi Flegrei (Italy) at 4.0 ka B.P.: Implications for caldera dynamics and future eruptive scenarios: *Geophys Res Lett* 36, L21303, doi:10.1029/2009GL040513

Lipman P (2000) Calderas, in: H Sigurdsson, BF Houghton, SR McNutt, H Rymer, J Stix (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego, CA, pp 643–662

Lirer L, Petrosino P, Alberico I (2010) Hazard and risk assessment in a complex multi-source volcanic area: the example of the Campania Region, Italy. *Bull Volcanol* 72:411-429

Lowe, D.R, (1982) Sediment gravity flows: II, depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents. *J. Sediment. Petrol.* 52, 279–297.

Lowe, D.R, (1988) Suspended-load fallout rate as an independent variable in the analysis of current structures. *Sedimentology* 35, 765–776.

Maggioni M, Caimi A, Freppaz M, Godone D, Berteà A, Cordola M, Prola M, Bertoglio V, Frigo B, (2009) The avalanches of December 16th, 2008 at Ceresole Reale (Turin). *Neve e Valanghe* 63, 22–27.

Malin MC, Sheridan MF (1982) Computer-assisted mapping of pyroclastic surges. *Science* 217:637-640

Marsella M, Palladino D.M, Trigila R (1987) The Onano Pyroclastic Formation (Vulsini Volcanoes): depositional features, distribution and eruptive mechanisms. *Period. Mineral.* 56, 225–240.

Marzocchi W, Woo G (2009) Principles of volcanic risk metrics: Theory and the case study of Mount Vesuvius and Campi Flegrei, Italy. *J Geophys Res* 114, B03213, doi:10.1029/2008JB005908

Mastin LG (1995) Thermodynamics of gas and steam-blast eruptions. *Bull Volcanol* 57:85–98

Mastrolorenzo G (1994) Averno tuff ring in Campi Flegrei (south Italy). *Bull Volcanol* 56:561-572

Mastrolorenzo G, Brachi L, Canzanella A (2001) Vesicularity of various types of pyroclastic deposits of Campi Flegrei volcanic field: evidence of analogies in magma rise and vesiculation mechanisms. *J Volcanol Geotherm Res* 109:41–53

Mastrolorenzo G, Pappalardo L (2006) Magma degassing and crystallization processes during eruptions of high-risk Neapolitan volcanoes: evidence of common equilibrium rising processes in alkaline magmas. *Earth Planet Sci Lett* 250:164–181

Mastrolorenzo G, Pappalardo L (2010) Hazard Assessment Of Explosive Volcanism At Somma-Vesuvius. *J Geophys Res* 115, B12212, doi:10.1029/2009JB006871

Mastrolorenzo G, Pappalardo L, Troise C, Panizza A, De Natale G (2008) Probabilistic tephra hazard maps for the Neapolitan area: Quantitative volcanological study of Campi Flegrei eruptions. *J Geophys Res* 113, B07203, doi:10.1029/2007JB004954

Mastrolorenzo G, Pappalardo L, Troise C, Rossano S, Panizza A, De Natale G (2006) Volcanic hazard assessment at Campi Flegrei caldera. *Geol Soc Lond* 269:159-171

Mastrolorenzo G, Petrone P, Pappalardo L, Guarino FM (2010) Lethal Thermal Impact at Periphery of Pyroclastic Surges: Evidences at Pompeii. PLoS ONE 5(6), e11127, doi:10.1371/journal.pone.0011127

McEwen AS, Malin MC (1989) Dynamics of Mount St. Helens'1980 pyroclastic flows, rockslide-avalanche, lahars, and blast. J Volcanol Geotherm Res 37:205-231

Mele D, Dioguardi F, Dellino P, Isaia R, Sulpizio R, Braia G. (2015) Hazard of pyroclastic density currents at the Campi Flegrei Caldera (Southern Italy) as deduced from the combined use of facies architecture, physical modeling and statistics of the impact parameters. J Volcanol Geotherm Res 299:35-53

Middleton GV, Southard JB (1978) Mechanism of Sediment Movement. Soc Econ Paleontol Mineral, Eastern Sec, Short Course Lecture Notes, 254 pp

Nappi G, Capaccioni B, Renzulli A, Santi P, Valentini L, (1994) Stratigraphy of the Orvieto-Bagnoregio Ignimbrite eruption (Eastern Vulsini District, central Italy). Mem. Descr. Carta Geol. It. 49, 241^254.

Neri A, Aspinall W, Cioni R, Bertagnini A, Baxter PJ, Zuccaro C, Andronico DBS, Cole P, Esposti Ongaro T, Hincks T, Macedonio G, Papale P, Rosi M, Santacroce R, Woo G (2008) Developing an Event Tree for probabilistic hazard and risk assessment at Vesuvius. J Volcanol Geotherm Res 178:397-415

Neri A, Bevilacqua A, Esposti Ongaro T, Isaia R, Aspinall WP, Bisson M, Flandoli F, Baxter PJ, Bertagnini A, Iannuzzi E, Orsucci S, Pistolesi M, Rosi M, Vitale S (2015) Quantifying volcanic hazard at Campi Flegrei caldera (Italy) with uncertainty assessment: 2. Pyroclastic density current invasion maps. J Geophys Res B-Solid Earth 120/4:2330-2349

Neri A, Esposti Ongaro T, Macedonio G, Gidaspo D (2003) Multiparticle simulation of collapsing volcanic columns and pyroclastic flow. J Geophys Res-Solid Earth 108:4-24

Newhall CG, Dzurisin D (1988) Historical unrest at large calderas of the world. US Geol Surv Bull 1855, 1108 pp

Newhall CG, Self S (1982) The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. J Geophys Res 87:1231-1238

Orsi G, D'Antonio M, deVita S, Gallo G. (1992) The Neapolitan Yellow Tuff, a large-magnitude trachytic phreatoplinian eruption: eruptive dynamics, magma withdrawal and caldera collapse. *J Volcanol Geotherm Res* 53:275-287.

Orsi G, de Vita S, Di Vito MA (1996) The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration. *J Volcanol Geotherm Res* 74:179-214

Orsi G, Di Vito MA, Isaia R (2004) Volcanic hazard assessment at the restless Campi Flegrei caldera. *Bull Volcanol* 66:514–530

Orsi G, Di Vito MA, Selva J, Marzocchi W (2009) Long-term forecast of eruption style and size at Campi Flegrei caldera (Italy). *Earth Planet Sci Lett* 287:265-276

Palladino DM, Simeì S (2002) Three types of pyroclastic currents and their deposits: examples from the Vulsini Volcanoes, Italy. *J Volcanol Geotherm Res* 116: 97-118

Palladino DM, Valentine GA (1995) Coarse-tail vertical and lateral grading in pyroclastic flow deposits of the Lateral Volcanic Complex (Vulsini, Central Italy): origin and implications for flow dynamics. *J Volcanol Geotherm Res* 69:343-364

Palladino D.M, (1993) Transport and depositional processes of pyroclastic flows: the eruptive successions of the Lateral Volcanic Complex (Vulsini Volcanoes, central Italy). *Plinius* 9, 115^121.

Palladino D.M, Agosta E (1997) Pumice fall deposits of the western Vulsini Volcanoes (central Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 78, 77^102.

Palladino D.M, Taddeucci J (1998) The basal ash deposit of the Solfara Eruption (Vulsini Volcanoes, central Italy): the product of a dilute pyroclastic density current. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 87, 233^254.

Palladino D.M, Valentine G.A, (1995) Coarse-tail vertical and lateral grading in pyroclastic flow deposits of the Lateral Volcanic Complex (Vulsini, central Italy): origin and implications for flow dynamics. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 69, 343^364.

Pappalardo L, Civetta L, D'Antonio M, Deino A, Di Vito M, Orsi G, Carandente A, de Vita S, Isaia R, Piochi M (1999) Sr-isotopical and chemical evolution of the Phlegraean magmatic system

before the Campanian Ignimbrite (37 ka) and the Neapolitan Yellow Tuff (12 ka) eruptions. *J Volcanol Geotherm Res* 91:141-166

Pappalardo L, Civetta L, de Vita S, Di Vito MA, Orsi G, Carandente A, Fisher RV (2002) Timing of magma extraction during the Campanian Ignimbrite eruption (Campi Flegrei caldera). *J Volcanol Geotherm Res* 114:479-497

Pappalardo L, Mastrolorenzo G (2012) Rapid differentiation in a sill-like magma reservoir: a case study from the campi flegrei caldera. *Nature-Scientific Reports* 2, 712, doi:10.1038/srep00712

Pappalardo L, Ottolini L, Mastrolorenzo G (2008) The Campanian Ignimbrite (Southern Italy) geochemical zoning: insight on the generation of a super-eruption from catastrophic differentiation and fast withdrawal. *Contrib Mineral Petrol* 156:1-26

Pappalardo L, Piochi M, D'Antonio M, Civetta L, Petrini R (2002) Evidence for multi-stage magmatic evolution during the past 60 ka at Campi Flegrei (Italy) deduced from Sr, Nd and Pb isotope data. *J Petrol* 43:1415-1434

Perla RI (1980) Avalanche release, motion, and impact. In: Colbeck SC (Ed.), *Dynamics of Snow and Ice Avalanches*. Academic Press, New York, pp 397-462

Perrotta A, Scarpati C (1994) The dynamics of the Breccia Museo eruption (Campi Flegrei, Italy) and the significance of spatter clasts associated with lithic breccias. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 59, 335-355.

Petrazzuoli SM, Zuccaro G (2004) Structural resistance of reinforced concrete buildings under pyroclastic flows: A study of the Vesuvian area. *J Volcanol Geotherm Res* 133:353-367

Postma G (1986) Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. *Geology* 14, 291-294.

Ricci T, Barberi F, Davis M.S, Isaia R, Nave R (2013) Volcanic risk perception in the Campi Flegrei area - *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 254 118-130

Robertson RM, Kilburn CRJ (2012) Precursors to eruptions at large calderas: Rabaul Caldera, Papua New Guinea. *Abs Cities on Volcanoes* 7, Colima, Mexico, 18-23 November 2012

Rolandi G, Bellucci F, Heizler MT, Belkin HE, De Vivo B (2003) Tectonic controls on the genesis of Ignimbrites from the Campanian Volcanic Zone, southern Italy. *Mineral Petrol* 79:3-31

Rosi M, Sbrana A (eds) (1987) Phlegraean fields. CNR Quaderni della Ricerca Scientifica 114, N 9, pp. 175

Rosi M, Vezzoli L, Aleotti P, De Censi M (1996) Interaction between caldera collapse and eruptive dynamics during the Campanian Ignimbrite eruption, Phlegraean Fields, Italy. *Bull Volcanol* 57:541-554

Rossano S, Mastrolorenzo G, De Natale G (1998) Computer simulations of pyroclastic flows on Somma-Vesuvius volcano. *J Volcanol Geotherm Res* 82:113-137

Rossano S, Mastrolorenzo G, De Natale G (2004) Numerical simulation of pyroclastic density currents on Campi Flegrei topography: a tool for statistical hazard estimation. *J Volcanol Geotherm Res* 132:1-14

Rossano S, Mastrolorenzo G, De Natale G, Pingue F (1996) Computer simulation of pyroclastic flow movement: an inverse approach. *Geophys Res Lett* 23(25):3779-3782

Santo A, Calcaterra D, Di Crescenzo D, Budetta P (2004) Fenomeni di instabilità dei Monti Lattari e dell'area flegrea (Campania): scenari di suscettibilità da frana in aree-campione. - Quaderni di Geologia Applicata

Scarpati C, Cole PD, Perrotta A (1993) The Neapolitan Yellow Tuff - a large volume multiphase eruption from Campi Flegrei, southern Italy. *Bull Volcanol* 55:343-356

Scott W.E, Hoblitt R.P, Torres R.C, Self S, Martinez M, Nillos T (1997) Pyroclastic flows of the June 15 1991, climactic eruption, of Mount Pinatubo. In: Newhall, C.G, Punong-Bayan, R.S. (Eds.), *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. University of Washington Press, Seattle, WA, pp. 545-570.

Self S (2006) The effects and consequences of very large explosive volcanic eruptions. *Phil Trans R Soc* 364, 1845:2073-2097

Selva J, Marzocchi W, Papale P, Sandri L (2012a) Operational eruption forecasting at high-risk volcanoes: the case of Campi Flegrei, Naples. *J Appl Volcanol* 1:1-14

Selva J, Orsi G, Di Vito MA, Marzocchi W, Sandri L (2012b) Probability hazard map for future vent opening at the Campi Flegrei caldera, Italy. *Bull Volcanol* 74:497-510

Shanmugam G.; Ten turbidite myths / *Earth-Science Reviews* 58 (2002) 311–341

Sheridan MF (1979) Emplacement of pyroclastic flow: a review. *Geol Soc Am Spec Pap* 180:125-136

Sheridan MF (1994) From models to reality. *Nature* 367:514

Sheridan MF, Malin MC (1983) Application of computer-assisted mapping to volcanic hazard evaluation of surge eruption: Vulcano, Lipari, and Vesuvius. *J Volcanol Geotherm Res* 17:187-202

Sheridan MF, Wohletz KH (1983) Hydrovolcanism: basic considerations. In: Explosive volcanism (MF Sheridan and F Barberi, Eds) *J Volcanol Geotherm Res* 17:1-29

Sigurdsson H, Carey SN, Fisher RV (1987) The 1982 eruption of El Chichon volcano, Mexico(3): Physical properties of pyroclastic surges. *Bull Volcanol* 49:467-488

Simakin AG, Ghassemi A (2010) The role of magma chamber-fault interaction in caldera forming eruptions. *Bull Volcanol* 72:85-101

Sohn Y.K (1997) On traction-carpet sedimentation. *J. Sediment. Res.* 67, 502^509.

Sparks RSJ (1976) Grain size variations in ignimbrite and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentol* 23:147-188

Sparks RSJ, Self S, Pyle D, Oppenheimer C, Rymer H, Grattan J (2005) Super-eruptions: global effects and future threats. Report Geol Soc Lond Working Group

Sparks R.S.J (1975) Stratigraphy and geology of the ignimbrites of Vulsini Volcano, Italy. *Geol. Rundsch.* 64, 497^ 523.

Sparks R.S.J (1976) Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology* 23, 147^188.

Sparks R.S.J, Self S, Walker G.P.L (1973) Products of ignimbrite eruptions. *Geology* 1, 115^118.

Sparks R.S.J, Walker G.P.L (1977) The significance of vitric- enriched air-fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2, 329^341.

Straub S (1996) Self-organization in the rapid flow of granular material: evidence for a major flow mechanism. *Geol. Rundsch.* 85, 85^91.

Taddeucci J, Palladino D.M (2000) The Stenzano tephra (Latera Volcano, Italy) interpreted in the light of pyroclast size-density relationships and morphoscopy. *Abstr. IAVCEI Gen. Assembly*, 18^22 July, Bali, p. 265.

Taddeucci J, Palladino D.M (2002) Particle size-density relationships in pyroclastic deposits: inferences on emplacement processes. *Bull. Volcanol*, in press.

Todd S.P (1989) Stream-driven, high-density gravelly traction carpets: Possible deposits in the Trabeg Conglomerate Formation, SW Ireland and some theoretical considerations of their origin. *Sedimentology* 36, 513^530.

Todesco M, Neri A, Esposti Ongaro T, Papale P, Rosi M (2006) Pyroclastic flow dynamics and hazard in a caldera setting: Application to Phlegrean Fields (Italy). *Geochem Geophys Geosyst* 7, Q11003, doi:10.1029/2006GC001314

Valentine G (1987) Stratified flow in pyroclastic surges. *Bull Volcanol* 49:616-630

Valentine G (1998) Damage to structures by pyroclastic flows and surges, inferred from nuclear weapons effects. *J Volcanol Geotherm Res* 87:117-140

Valentine G.A (1987) Stratified flow in pyroclastic surges. *Bull. Volcanol.* 49, 616^630.

Valentine G.A, Fisher R.V (1986) Origin of layer 1 deposits in ignimbrites. *Geology* 14, 146^148.

Vallance J.W (1993) Particle sorting and the origin of graded bedding in debris flow and pyroclastic flow. *Abstr. IAVCEI Gen. Assembly*, 25 September^1October, Canberra, p. 116.

Vezzoli L, Conticelli S, Innocenti F, Landi P, Manetti P, Palladino D.M, Trigila R (1987) Stratigraphy of the Latera Volcanic Complex: proposals for a new nomenclature. *Period. Mineral.* 56, 89^110.

Voight B, Glicken H, Janda R.J, Douglass P.M (1981) Catastrophic rock-slide avalanche of May 18. In: Lipman, P.W, Mullineaux, D.R. (Eds.), The 1980 Eruptions of Mount St. Helens. US Geol. Surv. Prof. Pap. 1250, 347^377.

Walker GPL (1973) Explosive volcanic eruptions; a new classification scheme: Geol Rundsch 62:431-446

Walker G.P.L, (1985) Origin of coarse lithic breccias near ignimbrite source vents. J. Volcanol. Geotherm. Res. 25, 157^171.

Wilson L, Head JW (1981) Morphology and rheology of pyroclastic flows and their deposits, and guidelines for future observations. In: Lipman PW, Mullineaux DR (Eds.), The 1980 eruptions of Mount St. Helens. USGS Prof Pap 1250, Washington, DC, pp 513-524

Wilson C.J.N, (1980) The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows: an experimental approach. J. Volcanol. Geotherm. Res. 8, 231^249.

Wilson C.J.N, (1984) The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows, 2: experimental results and their interpretation. J. Volcanol. Geotherm. Res. 20, 55^84.

Wilson, C.J.N (1985) The Taupo eruption, New Zealand. II. The Taupo ignimbrite. Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A 314, 229^310.

Wilson C.J.N (1988) Comment on 'Stratified flow in pyroclastic surges', by G.A. Valentine. Bull. Volcanol. 50, 350^351.

Wilson L, Head J.W (1981) Morphology and rheology of pyroclastic flows and their deposits, and guidelines for future observations. In: Lipman, P.W, Mullineaux, D.R. (Eds.), The 1980 Eruptions of Mount St. Helens. US Geol. Surv. Prof. Pap. 1250, 513^524.

Wohletz KH (1983) Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: size, scanning electron microscopy, and experimental studies. In: Explosive Volcanism (MF Sheridan and F Barberi, Eds) J Volcanol Geotherm Res 17:31-63

Wohletz KH, Orsi G, de Vita S (1995) Eruptive mechanisms of the Neapolitan Yellow Tuff interpreted from stratigraphic, chemical, and granulometric data. J Volcanol Geotherm Res 67:263-290

Wohletz KH, Sheridan MF (1979) A model of Pyroclastic surge. Geol Soc Am Spec Pap 180:177-193

Woo JYL, Kilburn CRJ (2010) Intrusion and deformation at Campi Flegrei, southern Italy: Sills, dikes and regional extension. J Geophys Res 115, B12210, doi:10.1029/2009JB006913

Xia J, and Leug D.Y.C (2001) A concentration correction scheme for Lagrangian particle model and its application in street canyon air dispersion modeling: Atmospheric Environment, v. 35, p. 5779–5788.

Yamamoto T, Takarada S, Suto S (1993) Pyroclastic flows from the 1991 eruption of Unzen volcano, Japan. Bull Volcanol 55:166-175